ГЕОХИМИЯ ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1963

Главный редактор

академик *Д. И. ЩЕРБАКОВ*

Ответственный редактор

Б. Н. ЕРОФЕЕВ

Редакционная коллегия:

академик *Д. В. НАЛИВКИН*, академик *Д. И. ЩЕРБАКОВ*,
Б. Н. ЕРОФЕЕВ, *М. П. АЛЬТГАУЗЕН*, *В. И. ДАНЧЕВ*,
Д. Л. МОЗЕСОН, *С. В. ЛЕВЧЕНКО*, *В. К. ЧАЙКОВСКИЙ*

Посвящается
члену-корреспонденту Академии наук СССР
Л е о н и д у В а с и л ь е в и ч у
П у с т о в а л о в у
в связи с шестидесятилетием
со дня рождения
и 40-летием научной деятельности

Академик Д. И. Щербаков, академик Д. В. Наливкин, Б. Н. Ерофеев

ТВОРЧЕСКИЙ ПУТЬ Л. В. ПУСТОВАЛОВА

Настоящая статья не ставит своей задачей изложить биографию Леонида Васильевича Пустовалова; желающие ознакомиться с ней могут обратиться к соответствующим литературным источникам (Чарыгин, 1941, стр. 35—42).

Мы хотели кратко осветить главнейшие черты творческого пути Л. В. Пустовалова как научного работника, педагога и организатора коллективных работ в области изучения осадочных горных пород, полезных ископаемых и других природных ресурсов.

Л. В. Пустовалов начал свою научную деятельность в конце 1922 г. в Московском государственном университете под руководством выдающегося советского исследователя и блестящего лектора Якова Владимировича Самойлова.

Яркие и живые лекции Самойлова, уделявшего много внимания осадочным образованиям как продуктам жизнедеятельности организмов, увлекли Л. В. Пустовалова и побудили его изменить первоначально выбранную им специальность; под влиянием Я. В. Самойлова он оставил химическое отделение и, будучи студентом, начал специализироваться в области минералогии осадочных образований.

Рассказывая в своих лекциях по минералогии про агаты, Я. В. Самойлов предложил студентам повторить в его лаборатории ныне широко известные опыты Лизеганга, являвшиеся тогда научной новинкой в области минеральной коллоидной химии. Среди желающих оказался Л. В. Пустовалов; зимой 1922—1923 гг. он занимался в лаборатории Я. В. Самойлова изучением периодических реакций Лизеганга в коллоидной среде. Любопытно, что через десять лет, в 1932 г., изучая образование жеод бурого железняка Липецкого и Тульского районов, Л. В. Пустовалов вернулся к этому вопросу, значительно расширив область возможного распространения явлений Лизеганга в природе и выяснив возможность их проявления не только в коллоидной среде, как это полагал сам Лизеганг, но также в грубодисперсной среде и в кристаллической решетке (см. список печатных работ Л. В. Пустовалова за 1932 г.).

В последующем Я. В. Самойлов ориентировал Л. В. Пустовалова на изучение интересовавших его объектов, а именно — карбонатных осадочных пород, которые рассматривались Я. В. Самойловым как результат жизнедеятельности организмов. В связи с этим летом 1923 г. под руководством геолога В. Г. Хименкова, лучшего знатока геологии бывшей Тверской губернии, Л. В. Пустовалов провел в Верхнем Поволжье свою первую полевую работу и собрал материал, характеризующий известняки и мергели серпуховского яруса этого района.

Результаты лабораторной обработки собранного материала были изложены в первой монографической работе Л. В. Пустовалова, написанной им совместно с Я. В. Самойловым и изданной в 1926 г.

Ожидания Я. В. Самойлова и возможности выявить специфические черты палеобиохимии путем углубленного изучения карбонатных пород серпуховского яруса Верхнего Поволжья не оправдались. Я. В. Самойлов предложил Л. В. Пустовалову переключиться на изучение редкого хромового минерала волконскоита, распространенного среди верхнепермских отложений Камского Приуралья, чем он и начал заниматься с весны 1925 г.

Осенью того же года, вернувшись из поездки в Камское Приуралье (район распространения волконскоита), Я. В. Самойлов скоропостижно скончался, и Л. В. Пустовалов, таким образом, очень рано лишился своего руководителя и научного наставника.

В судьбе и научной работе Л. В. Пустовалова приняли живейшее участие академики В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман, с которыми у Л. В. Пустовалова впоследствии установились самые тесные и дружеские отношения как со старшими товарищами по работе. Благотворное влияние В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана на научное развитие Л. В. Пустовалова продолжалось все последующие годы вплоть до их кончины.

Продолжая изучение волконскоита, начатое по инициативе Я. В. Самойлова, Л. В. Пустовалов открыл ряд новых его месторождений, описал их и установил наличие среди верхнепермских отложений хромоносного горизонта на обширной территории северо-востока Европейской части СССР. Результаты этих исследований были опубликованы Л. В. Пустоваловым в серии работ, относящихся к 1928—1929 гг. Усилиями Л. В. Пустовалова волконскоит был внедрен в промышленность как сырье для ценной лисировочной краски.

В эти же годы Л. В. Пустовалов изучал сеноманские мергели Приднестровья, понтические и сарматские известняки Приазовья, месторождения селитры в Северной Осетии, современные соляные отложения озера Баскунчак. Тогда же он начал успешно читать курс минералогии для студентов-геофизиков в Московском государственном университете и организовал существующую и поныне лабораторию спектрального анализа в Институте прикладной минералогии (Всесоюзный институт минерального сырья).

В 1929 г. Л. В. Пустовалов был приглашен академиком И. М. Губкиным в Московское отделение Геологического комитета для организации лаборатории этого отделения. Здесь впервые во всей полноте проявились организационные и научные способности Л. В. Пустовалова. Он добился получения для лаборатории специального двухэтажного корпуса, оснастил ее новейшим оборудованием для химического, минералогического, гранулометрического, спектрального, термического и битуминологического анализов, превратив эту лабораторию в небольшой, но превосходно организованный институт по разностороннему изучению осадочных образований центрального района Европейской части СССР. За короткий срок вокруг Л. В. Пустовалова в лаборатории сплотился дружный коллектив молодых исследователей-энтузиастов, который оказался способным разрешать крупные научные и народнохозяйственные проблемы.

Вскоре специальным решением Союзгеоразведки лаборатории было присвоено название Геохимической лаборатории и ее работы приобрели широкую известность. Уже в 1934 г. академик А. Е. Ферсман в своей «Геохимии» особо отмечал эту лабораторию как один из

«специальных исследовательских институтов, работающих новыми методами в области геохимии гипергенеза» (Ферсман, 1934, стр. 314).

Это были героические годы реализации первого пятилетнего плана социалистического строительства, одной из основных задач которого было создание в стране мощной базы черной металлургии. Перед Московским отделением Геологического комитета, реорганизованным к тому времени в Московский геолого-разведочный трест («Мосгеоразведку»), была поставлена задача форсированной разведки железных руд Центрального района в связи с возникшим проектом строительства Ново-Липецкого и Ново-Тульского металлургических заводов. Для решения этой задачи в системе Мосгеоразведки были созданы Липецкая и Тульская геологоразведочные базы. Л. В. Пустовалов получил предложение принять участие в их работе.

На железные руды Центрального района в то время смотрели, как на метасоматические (гидрохимические) образования, возникшие по воле случая в результате местной циркуляции гипотетических железистых растворов, черпавших рудный материал из мезозойских отложений и переносивших его вниз к поверхности палеозойских карбонатных пород. Эта господствовавшая в то время тенденция, выдвинутая 40 лет назад П. А. Земятченским, допускала произвольную оценку перспектив Липецкого и Тульского железорудных районов, в связи с чем среди работников Липецкой и Тульской баз существовали две противоположные точки зрения на промышленную оценку железных руд этих районов: одни специалисты давали резко отрицательную оценку перспектив Липецкого и Тульского районов, другие же, напротив, считали эти перспективы «практически неограниченными».

Л. В. Пустовалов, включившись в работу по изучению железных руд Центрального района и используя возможности руководимой им Геохимической лаборатории Мосгеоразведки, организовал широкое коллективное изучение условий образования этих руд.

Отличительной чертой работ Л. В. Пустовалова и его сотрудников по железным рудам Центрального района явилось то обстоятельство, что он подошел к ним не как к результату случайного и эпизодического стечения геологических обстоятельств, а как к определенному и закономерному этапу в длительной геологической истории южного крыла Подмосковного бассейна.

Указанный исторический подход потребовал не изолированного изучения только железных руд, но исследования всех осадочных образований от древнейших девонских пород до молодых четвертичных отложений включительно. За 2—3 года такого рода работа была бы не по силам одному исследователю, но здесь проявились организационные способности Л. В. Пустовалова, увлекшего за собой коллектив руководимой им Геохимической лаборатории и многих работников Липецкой и Тульской баз.

В результате уже в 1933 г., т. е. через три года после начала работы, была опубликована крупная монография Л. В. Пустовалова и его сотрудников: «Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна». Выходу в свет этой работы предшествовала серия статей Л. В. Пустовалова по отдельным вопросам, связанным с условиями образования железорудных скоплений Центрального района (см. список научных трудов Л. В. Пустовалова за 1931—1933 гг.).

Работы Л. В. Пустовалова по железным рудам Липецкого и Тульского районов послужили научной базой для правильной оценки их промышленного значения и запасов. Выдвинутая и обоснованная

Л. В. Пустоваловым точка зрения на липецкие и тульские железные руды, как на осадочные образования, быстро завоевала всеобщее признание и вскоре получила отражение в учебниках о рудных месторождениях (Обручев, 1935; Свитальский, 1933).

Работа Л. В. Пустовалова по железным рудам Центрального района была по представлению В. И. Вернадского удостоена премии ЦЕКУБУ и Наркомпроса по конкурсу на лучшую геологическую работу в Советском Союзе.

А. Е. Ферсман, отражая общее впечатление, произведенное работой Л. В. Пустовалова по железным рудам Центрального района, высоко оценил ее научное значение. «Монографический характер,— писал он,— носит прекрасная работа по миграции железа в центральной области Союза, составленная Л. В. Пустоваловым; автор впервые на примере широкого освещения проблемы образования железных руд дал блестящее обоснование геохимии гипергенеза» (Ферсман, 1935, стр. 50). «В последние годы,— писал А. Е. Ферсман в другом месте,— в вопросах гипергенеза сделан значительный шаг вперед прекрасной работой Л. В. Пустовалова, который, совершенно правильно применяя геохимические методы, подошел к ряду интересных положений общего характера» (Ферсман, 1934, стр. 222).

К проблемам, связанным с осадочными железными рудами, Л. В. Пустовалов возвращался много раз в своей последующей деятельности. Он исследовал и дал подробное научное описание ранее лишь упоминавшегося в литературе Сынтульского месторождения железных руд и фосфатов (1933). Он первый выдвинул представление о железных рудах Алданского горнопромышленного района в Южной Якутии, которые считались метасоматическими, как об осадочно-метаморфических образованиях. Этот взгляд, ныне разделяющийся большинством исследователей, позволил правильно ориентировать поисково-разведочные работы на железные руды в Южной Якутии, отвергнуть скептическую оценку их промышленного значения и дать верную высокую оценку их перспективных запасов, подтвержденную теперь разведочными работами (1952—1956 гг.). Он обследовал, описал и дал сравнительную промышленную оценку железорудных месторождений Восточной Сибири: Ангаро-Питского, Ангаро-Илимского районов и юга Читинской области (1956, 1958, 1960 гг.). Л. В. Пустовалову принадлежит обобщающая сводка по осадочным железным рудам СССР (1957 г.). Вряд ли будет преувеличением утверждение, что в настоящее время Л. В. Пустовалов является одним из лучших знатоков железорудной базы Советского Союза, много сделавшим для ее изучения и расширения.

Работы по геохимии осадочных образований южного крыла Подмосковного бассейна, проведенные Л. В. Пустоваловым в связи с изучением липецких и тульских железных руд, вплотную привели его к необходимости осмыслить связь, существующую между различными осадочными минералами и геохимическими и физико-химическими свойствами той древней среды, в которой они образовывались. Свои представления, выводы и обобщения в этой области Л. В. Пустовалов изложил в статье, посвященной геохимическим фациям и их значению в общей и прикладной геологии (1933 г.).

Эта статья, вводившая в науку новое представление о геохимических фациях, сразу привлекла внимание широких кругов геологов, геохимиков и специалистов по рудным месторождениям.

Уже в том же 1933 г. Н. И. Свитальский подробно изложил в своем курсе рудных месторождений представления Л. В. Пустовалова о геохимических фациях как основу для правильного понимания условий

образования осадочных рудных концентраций (Свитальский, 1933, стр. 92—94 и др.).

Академик А. Е. Ферсман (1934, стр. 279—284 и др.) почти полностью и текстуально привел статью Л. В. Пустовалова о геохимических фациях в своей «Геохимии», мотивируя это «важностью этого понятия» для геохимии осадочных процессов и причисляя в связи с этим имя Л. В. Пустовалова к классикам отечественной геологической науки — Докучаеву, Сибирцеву, Гедройцу и другим выдающимся отечественным ученым (там же, стр. 314).

В дальнейшем идеи о геохимических фациях, выдвинутые Л. В. Пустоваловым, получили развитие в работах многочисленных отечественных (Г. И. Теодорович, Л. А. Гуляева и др.) и зарубежных исследователей (A. Zombard и др.) и широко используются в руководствах по геохимии и полезным ископаемым (см., например, Сауков, 1951; Татаринов, 1955; Танатар, 1959; Щербина, 1939 и многие другие).

Продолжая руководить Геохимической лабораторией Мосгеоразведки, Л. В. Пустовалов читал лекции по минералогии и кристаллографии в Московском горном институте и в Московском институте стали (1932—1935 гг.).

С 1934 г. по приглашению академика И. М. Губкина он перешел на основную работу в Московский нефтяной институт (ныне Институт нефтехимической и газовой промышленности), где был заведующим и профессором кафедры петрографии осадочных пород, а одно время (1935—1938 гг.) — заместителем и исполняющим обязанности директора института. Педагогическую и научную работу в Московском нефтяном институте Л. В. Пустовалов не прекращал вплоть до 1962 г. включительно, т. е. на протяжении 28 лет.

Кафедра петрографии осадочных пород, руководимая Л. В. Пустоваловым, считалась одной из лучших в Московском нефтяном институте; там буквально кипела учебная и научная работа. Она отличалась дружным сплоченным коллективом преподавателей, аспирантов и сотрудников, располагала различными и хорошо оборудованными специализированными аудиториями, кабинетами и лабораториями, предназначенными как для учебной, так и для научной работы. При кафедре функционировал минералого-петрографический музей, располагавший рядом уникальных экспонатов (музей погиб в годы Отечественной войны во время взрыва и пожара здания института).

В Московском нефтяном институте Л. В. Пустовалов подготовил для нефтяной промышленности сотни специалистов, работающих сейчас во всех нефтеносных районах Советского Союза. Многие его ученики занимают руководящие посты в центральных и правительственных органах, являются кандидатами и докторами наук, а некоторые — академиками республиканских академий наук. Кафедра петрографии осадочных пород всегда привлекала к себе учащуюся молодежь; дирекции института и деканату геологоразведочного факультета приходилось принимать специальные меры, ограничивающие число студентов, желавших специализироваться по петрографии осадочных пород.

В начале своей деятельности в Московском нефтяном институте Л. В. Пустовалов провел изучение плавикового шпата (ратовкита), приуроченного к отложениям московского яруса Верхнего Поволжья, раскрыв в этой работе связь образования фтористого кальция с физико-химическими условиями древнего водоема (работа опубликована в 1937 г. в изданиях Академии наук СССР).

Однако вскоре Л. В. Пустовалова увлекли вопросы нефтяной геологии и он организовал на руководимой им кафедре большую

коллективную работу по изучению пермских отложений, широко распространенных в районах тогда только что открытого «Второго Баку», в результате чего была выполнена и опубликована серия работ сотрудников кафедры по петрографии, минералоги и геохимии кунгурских, уфимских, казанских и татарских отложений Башкирского Приуралья и Татарии (работы В. П. Флоренского, В. И. Данчева, И. А. Конюхова, Т. А. Лапинской и других).

Лично Л. В. Пустовалов выполнил в эти годы работу по изучению условий осадкообразования в верхнепермскую эпоху (1937 г.), доказав при этом, что верхнепермские пестроцветные отложения, считавшиеся ранее континентальными пустынными осадками, в действительности являются отложениями дельт древних рек, стекавших на Русскую платформу с Урала, который был в то время высокогорной областью.

Результаты этой работы, внесшей принципиальные изменения в наши представления об условиях накопления не только верхнепермских пород, но и других пестроцветных толщ, Л. В. Пустовалов доложил на 17-й сессии Международного геологического конгресса, происходившей в Москве в 1937 г.

Читая курс петрографии осадочных пород для студентов-геологов Московского нефтяного института, Л. В. Пустовалов каждый год менял его построение и содержание, творчески совершенствовал его и разрабатывал общие теоретические вопросы науки об осадочных породах.

До этого петрография осадочных пород была преимущественно «собирающей» наукой, наукой о «законченных вещах», между которыми не усматривалось внутренней связи. Мало того, в науке об осадочных породах господствовало представление, согласно которому отличительной чертой осадочных минеральных образований будто бы является отсутствие каких-либо закономерностей в их составе и сопряженности.

Л. В. Пустовалов решительно отверг эти антинаучные представления. Он выдвинул, разработал и обосновал ряд общих теоретических положений, которые позволили изложить под новым углом зрения все содержание науки об осадочных породах и вскрыть общие закономерности, которым подчинены состав, сопряженность и историческая последовательность образования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

В качестве таких важнейших общих процессов, обусловливающих закономерный состав осадочных пород, их взаимосвязь и историческую последовательность их образования, Л. В. Пустовалов выдвинул: а) дифференциацию вещества в зоне осадкообразования, б) периодичность осадкообразования и в) принцип развития (эволюции геологических процессов вообще и процессов минерального осадкообразования в частности. В связи с последним положением Л. В. Пустовалов подверг резкой критике так называемый принцип актуализма, утверждавший неизменную повторяемость геологических процессов на протяжении всей длительной истории нашей планеты и считавшийся основным принципом современной геологии.

Эти общие теоретические положения, выдвинутые Л. В. Пустоваловым, позволили превратить науку об осадочных породах из чисто описательной, «собирающей» — в синтезирующую, «упорядочивающую» науку о процессах, происхождении и развитии вещей и о связях, соединяющих эти процессы природы в единое целое.

В этом отношении советская наука об осадочных породах, благодаря работам Л. В. Пустовалова, далеко оставила позади зарубежную

науку. Именно «в Советском Союзе,— писал академик В. А. Обручев с соавторами,— был дан первый теоретический синтез по осадочным породам (Л. В. Пустовалов)» («Основные проблемы...», 1945, стр. 14; разрядка наша).

«Петрография осадочных пород» Л. В. Пустовалова, поставившая эту науку на принципиально новые рельсы, произвела большое впечатление на научные геологические круги как в Советском Союзе, так и за рубежом. В 1941 г. она была удостоена высшей награды — Государственной премии 1-й степени.

В последующие годы представления об осадочной дифференциации вещества, о периодичности минерального осадконакопления и принцип развития геологических процессов неоднократно подвергались критике, а некоторыми специалистами полностью отвергались. В 1950—1954 гг. Л. В. Пустовалов опубликовал серию работ, в которых отстаивал правильность этих положений.

С момента появления в науке представлений об осадочной дифференциации, о периодичности осадкообразования и о принципе развития прошло около четверти столетия — срок, достаточный для их объективной оценки и для подведения итогов их критического обсуждения.

Имеются все основания для утверждения, что представления об осадочной дифференциации и о периодичности осадкообразования, равно как и принцип развития (эволюции) геологических процессов, с успехом выдержали испытание временем и прочно вошли сейчас в научное сознание и в обиход современной геологической научной мысли.

Хотя еще имеются отдельные защитники старого принципа актуализма, тем не менее новый принцип развития (эволюции) геологических процессов получил ныне явно господствующее положение, особенно в советской геологической науке. Вот что мы находим по этому поводу в записке, составленной в недавнее время Отделением геолого-географических наук Академии наук СССР («Предложения Отделения ГГН АН СССР...», 1959, стр. 4—6):

«Теоретическая геология, особенно в СССР, переживает сейчас период бурного развития, в процессе которого кардинальным образом меняются многие старые привычные представления и вырабатываются детали новой методологии исследований, основанной на принципах диалектического материализма... Это оказалось очень важным, так как привело к критическому пересмотру многих существовавших представлений и к отказу от некоторых положений, которые на западе до сих пор считаются основой основ геологии, например, от принципа актуализма («на земной поверхности и в земной коре всегда действовали лишь те процессы, которые мы можем наблюдать и изучать в современную эпоху, причем с той же энегией, которую они проявляют и ныне»). Если в начале 30-х годов прошлого века принцип актуализма, провозглашенный английским ученым Ч. Ляйелем, был прогрессивным шагом в борьбе с теорией катастроф Ж. Кювье, то в середине XX в. он стал задерживать развитие теоретической геологии, так как из него вытекало отрицание направленного развития Земли и происходящих на ней геологических процессов. Лишь сравнительно недавно геологи под новым углом зрения начали рассматривать всю историю Земли, начали разрабатывать теорию развития Земли, а позднее и развития процессов, протекающих в земной коре и на ее поверхности. Сделано в этом направлении еще немного, но уже полученные результаты позволяют утверждать, что речь идет о крупных открытиях, о принципиальных изменениях наших взглядов на историю Земли...»

Что касается выдвинутого и разработанного Л. В. Пустоваловым представления об осадочной дифференциации, то академик Д. В. Наливкин, учитывая итоги многолетней дискуссии по этому вопросу, недавно писал: «В образовании осадков ведущее значение имеют процессы осадочной дифференциации. Они разнообразны, и многие из них давно известны, но взаимосвязь их, широкое распространение и важная роль в осадкообразовании впервые полно показаны в работах Л. В. Пустовалова» (Наливкин, 1955, стр. 39; разрядка наша).

Некоторые специалисты, ранее резко критиковавшие представления об осадочной дифференциации, теперь сами разрабатывают и совершенствуют эти представления (Страхов, 1960, стр. 24 и след.).

Идеи о периодичности осадочного минералообразования также завоевали себе прочное место в науке об осадочных породах и продолжают сейчас уточняться и совершенствоваться на конкретных примерах в работах многих исследователей.

Ниже мы увидим, что идеи об осадочной дифференциации, о периодичности осадкообразования, равно как и многие другие положения общего характера, выдвинутые Л. В. Пустоваловым, нашли широкий отклик и признание также и в зарубежной научной литературе.

Разумеется, что представления об осадочной дифференциации, о периодичности осадочного породообразования, о принципе развития (эволюции) геологических процессов в том виде, как их сформулировал впервые Л. В. Пустовалов в 1938 г., теперь нуждаются в уточнении и конкретизации, что и осуществляется сейчас коллективными усилиями многих исследователей как у нас в Советском Союзе, так и за рубежом. Но несомненно то, что основные положения науки об осадочных породах, выдвинутые Л. В. Пустоваловым около 25 лет тому назад, оказали благотворное влияние на последующее развитие научной мысли. Многие идеи, высказанные Л. В. Пустоваловым, до сих пор владеют умами исследователей осадочных минеральных образований и толкают их на путь дальнейших теоретических исканий. В этом заключается их большое и бесспорно прогрессивное значение.

С 1943 г. Л. В. Пустовалов, не прерывая свою педагогическую деятельность в Московском нефтяном институте, начал работать в системе Академии наук СССР в качестве руководителя Отдела петрографии осадочных пород Института геологических наук АН СССР. Одновременно он руководил работами крупнейших комплексных экспедиций Совета по изучению производительных сил (СОПС) Академии наук СССР — Северо-Кавказской комплексной экспедиции, Азербайджанской нефтяной экспедиции и Якутской комплексной экспедиции; все они выполняли специальные задания Правительства СССР.

Научные интересы Л. В. Пустовалова в это время сосредоточились на изучении вторичных изменений осадочных пород и полезных ископаемых,— на изучении явлений эпигенеза, раннего и позднего метаморфизма осадочных образований. По этому пути он увлек за собой и сотрудников руководимого им Отдела петрографии осадочных пород.

Результатом коллективной работы по изучению вторичных изменений осадочных пород, организованной Л. В. Пустоваловым в Институте геологических наук АН СССР, явился сборник статей (в том числе двух статей Л. В. Пустовалова) под общим названием: «Вторичные изменения осадочных пород» (1956 г.), быстро разошедшийся и ставший сейчас библиографической редкостью. Он наметил пути изучения вторичных изменений осадочных толщ, которые ранее не подвергались специальному исследованию, и сыграл существенную роль в пробуждении интереса к явлениям эпигенеза и метаморфизма осадочных образований.

Работа Л. В. Пустовалова по вторичным изменениям осадочных пород показала, что многие минералы, образование которых считалось возможным лишь в условиях зоны магмы, т. е. в условиях высоких температур и высоких давлений, в действительности могут возникать в осадочных толщах в стадию эпигенеза и начального метаморфизма, при более или менее обычных термодинамических условиях, что вносит принципиальные изменения в существующие представления об условиях минералообразования в земной коре и заставляет критически отнестись к ряду кардинальных вопросов геологии и учения о рудообразовании.

Результаты своих исследований в области вторичных изменений осадочных пород Л. В. Пустовалов доложил в 1954 г. на IV Международном конгрессе по седиментологии в Гёттингене (ФРГ); доклад Л. В. Пустовалова вызвал большой интерес участников конгресса.

Будучи руководителем комплексных экспедиций Академии наук СССР, а затем с 1953 г. первым заместителем Председателя Совета по изучению производительных сил АН СССР, Л. В. Пустовалов внес значительный вклад в дело изучения природных ресурсов и в развитие производительных сил ряда союзных и автономных республик, краев и областей Советского Союза, особенно в Кабардинской АССР (1944—1946 гг.), Азербайджанской ССР (1945—1948 гг.), Якутской АССР (1952—1955 гг.), Восточной Сибири (1956—1959 гг.) и бассейна р. Амур, (1956—1962 гг.). Заслуги Л. В. Пустовалова в этой области отмечены присуждением ему Почетных Грамот Президиумов Верховных Советов Кабардинской и Якутской АССР, неоднократными премиями и благодарностями Президиума Академии наук СССР.

Особое внимание заслуживает деятельность Л. В. Пустовалова по организации и проведению работ Азербайджанской нефтяной экспедиции. Эта экспедиция являлась огромным научным коллективом; она объединяла в своем составе свыше 450 научных работников Академии наук СССР, Академии наук Азербайджана и других научных учреждений СССР, а также инженеров-производственников объединения Азнефть. Всего в работах экспедиции участвовали сотрудники 34 научных учреждений и нефтяных производственных предприятий. Научный отчет экспедиции состоял из 44 томов, общим объемом свыше 13,5 тыс. машинописных страниц, с многочисленными и разнообразными иллюстрациями; он освещал стратиграфию, литологию, тектонику, петрографию, нефтеносность и ее перспективы, а также многие другие вопросы нефтяной геологии Азербайджана.

Специальная комиссия Президиума Академии наук СССР и Министерства нефтяной промышленности под председательством академика Д. С. Белянкина, принимавшая отчет экспедиции, высоко оценила его научное и практическое значение и отметила, что «ни советская, ни зарубежная практика не знает подобного рода всесторонних и обстоятельных сводок по нефтеносным провинциям».

«Успех работы экспедиции объясняется тем,— сказано далее в заключении комиссии,— что в ее организации была применена новая форма проведения научных исследований: экспедиция сплотила творческие коллективы геологов-нефтяников как исследовательских институтов, так и промышленности в единую огромную исследовательскую организацию и направила их объединенные усилия в одном направлении, по единому согласованному плану на разрешение крупной народнохозяйственной проблемы и тем самым обеспечила тесное деловое сотрудничество работников науки и промышленности».

Душой, организатором, руководителем и непосредственным участником этого крупного и сложного исследовательского коллектива был Л. В. Пустовалов. Огромная работа, проделанная Азербайджанской нефтяной экспедицией под его руководством и при его непосредственном участии, сыграла важную роль в выявлении и освоении природных ресурсов Азербайджана. Многие научные материалы, накопленные в результате работ экспедиции, впоследствии были использованы при составлении фундаментальной сводки «Геология Азербайджана», опубликованной в последующие годы Азербайджанской Академией наук.

Имя Л. В. Пустовалова как руководителя Якутской комплексной экспедиции АН СССР неразрывно связано с выявлением на юге Якутии и в Алданском горнопромышленном районе огромных запасов высококачественных железных руд и коксующихся углей нового Южно-Якутского каменноугольного бассейна, о чем уже упоминалось выше.

Плодотворная научная, педагогическая и общественно-организационная деятельность Л. В. Пустовалова была высоко оценена Правительством СССР: за научный труд «Петрография осадочных пород» он удостоен Государственной премии 1-й степени; за выполнение заданий Правительства по увеличению добычи нефти в годы Отечественной войны — орденом «Знак Почета»; за подготовку высококвалифицированных кадров для нефтяной промышленности — орденом Трудового Красного Знамени; за долголетнюю безупречную научную и педагогическую работу — орденом Ленина; он награжден также несколькими медалями Союза ССР.

Широкую известность и признание получили научные труды Л. В. Пустовалова и за рубежом. Его первая крупная монография по железным рудам Липецкого и Тульского районов была охарактеризована в американской геологической литературе как «замечательная книга», а работа по выяснению условий осадкообразования в верхнепермскую эпоху была почти полностью переведена на английский язык и изложена в докладах американского Комитета по осадочным породам; председатель этого Комитета известный ученый П. Траск рекомендовал американским геологам учитывать некоторые положения Л. В. Пустовалов при расшифровке ряда особенностей геологического строения США (P. D. Trask, 1939, стр. 8, 56—58 и др.).

Идеи Л. В. Пустовалова о геохимических фациях, об осадочной дифференциации и о периодичности осадкообразования широко используются зарубежными учеными в их работах (см., например, работы бельгийского ученого A. Zombard, 1956; американских ученых M. L. Keith, E. T. Degens, 1959; норвежского ученого Т. Ф. В. Барта, 1962 и многие другие). Значительный отклик в зарубежной научной литературе получили недавние работы Л. В. Пустовалова по вторичным изменениям осадочных пород.

Перу Л. В. Пустовалова принадлежит около десяти печатных трудов на китайском, польском, немецком и французском языках.

Л. В. Пустовалов явился одним из организаторов и руководителей Амурской комплексной экспедиции Академии наук СССР, проводившей изучение природных ресурсов и призводительных сил бассейна р. Амур совместно с учеными Академии наук Китая (1956—1962 гг.), в частности, под его руководством были изучены геологическое строение и минеральные ресурсы китайской территории бассейна р. Амур, для чего на протяжении нескольких лет он выезжал в Китайскую Народную Республику.

Л. В. Пустовалов много раз был в различных зарубежных странах в качестве руководителя и члена делегаций Академии наук СССР на

различных международных геологических конгрессах. В 1952 г. он был делегатом на 19-й сессии Международного геологического конгресса в Алжире, в связи с чем экскурсировал по Тунису, Алжиру, Марокко и Сенегалу. В 1954 г. он выезжал в ФРГ (Гёттинген), где принимал участие в работах IV Международного конгресса по седиментологии и экскурсировал в области Гарца; вторично он посетил ФРГ в 1960 г. для участия в работах IV сессии Международной Ассоциации по изучению глубинных зон земной коры, в связи с чем экскурсировал в области Шварцвальда и Оденвальда. В 1957 г. он возглавлял делегацию Академии наук СССР на II сессии той же Международной Ассоциации, происходившей в Шотландии, а в 1958 г.— был членом делегации на III сессии той же Ассоциации во Франции и экскурсировал в пределах Центрального Французского массива. В том же 1958 г. он возглавлял делегацию Академии наук СССР на V Международном Конгрессе по седиментологии в Швейцарии, где был избран в состав Совета Международной Ассоциации по седиментологии. В 1960 г. он входил в состав делегации Академии наук СССР на 21-й сессии Международного геологического конгресса в Дании (Копенгаген) и экскурсировал по Швеции. По поручению Академии наук СССР Л. В. Пустовалов неоднократно посещал Париж, Берлин, Варшаву, Лондон, Пекин, Кантон и другие крупные города Европы, Азии и Африки.

В 1961 г. при содействии Президиума Академии наук СССР и Министерства геологии и охраны недр СССР Л. В. Пустовалов организовал новое научное геологическое учреждение — Лабораторию осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ),— первый в Советском Союзе научный центр, направленный на изучение полезных ископаемых осадочного происхождения, играющих решающую роль в общем балансе минерального сырья.

Находясь во главе этого молодого научного учреждения, Л. В. Пустовалов и сейчас отдает все свои силы, опыт и знания его укреплению и развитию.

ЛИТЕРАТУРА

Барт Т. Ф. В. Идеи о взаимоотношении осадочных и иззерженных пород.— Геохимия, 1962, № 4.

Гуляева Л. А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого.— Докл. АН СССР, 1953, **92**, № 5.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1955.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Изд. 2, ОНТИ, 1935.

Основные проблемы в области геолого-географических наук. (Составлено В. А. Обручевым, А. Е. Ферсманом, П. И. Степановым, А. Н. Заварицким, Д. С. Белянкиным и др.). Изд-во АН СССР, 1945.

Предложения Отделения геолого-географических наук по главнейшим направлениям и проблемам геолого-географических наук на 1959—1975 годы. Литограф., 1959.

Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат, 1951.

Свитальский Н. И. Курс рудных месторождений, т. 2. ОНТИ, 1933.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

Танатар И. И. Основы учения о рудных месторождениях. Изд. Харьковского ун-та, 1959.

Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, 1947, **22**, № 1.

Ферсман А. Е. Достижения советской минералогии и геохимии за последние годы (1929—1934 гг.). Изд-во АН СССР, 1935.

Чарыгин М. М. Петрограф-новатор.— Советская наука, 1941, № 4.

Щербина В. В. Геохимия. Изд-во АН СССР, 1939.
Keith M. L., Degens E. T. Сб.: Researches in geochemistry. New-York, 1959.
Zombard A. Géologie sédimentaire les séries marines. Paris, Masson; Liège, Vaillant-Carmanne, 1956.
Trask P., D. Report of the Chairam.— Committe on sedimentation, 1938—1939. April, 1939.

СПИСОК ПЕЧАТНЫХ РАБОТ Л. В. ПУСТОВАЛОВА

1925

О минералогии в трудовой школе.— Вестник просвещения, № 12.
Мир кристаллов (рецензия на книгу Г. Лаврова).— Печать и революция, кн. 3.

1926

К методике спектральных исследований минеральных тел. О количественном спектральном анализе.— Труды Научно-исслед. ин-та мин. при I Моск. гос. ун-те, вып. 4.
Алмаз.— Большая советская энциклопедия (БСЭ), т. 2.
Авгит.— БСЭ, т. 1.
Алюминиевые руды.— БСЭ, т. 3.
Асбест.— БСЭ, т. 3 (совместно с Михеевым).
К литологии карбонатных осадочных пород. Известняки и мергели Поволжья Тверской губ.— Труды Ин-та прикладной мин. НТО ВСНХ, вып. 26 (совместно с Я. В. Самойловым).

1927

Доломиты Тверской губ.— Минеральное сырье, № 12.
Об известковании почвы. Три статьи в Бюллетене сельскохозяйственной лаборатории «Беднота», № 75—77.
Биолиты.— БСЭ, т. 6.
Бурый железняк.— БСЭ, т. 7.

1928

Красные пермские глины как природная средняя проба.— Сообщения о научно-техн. работах в республике. Изд. ВСНХ СССР, вып. 23.
Месторождения волконскоита в Камском Приуралье. Сб. «Материалы по изучению Камского Приуралья», вып. 1, Пермь.
Волконскоит, ч. 1.— Труды Ин-та прикладной мин. НТУ ВСНХ, вып. 36.
Über die Cenomen-Mergel des Dnjesterufers.— Centralblatt f. Miner. Abt, A, N 5.
Волконскоит.— БСЭ, т. 12.

1929

Месторождение селитры близ с. Урсдон в Северной Осетии на Кавказе.— Изв. Научно-исслед. ин-та при Моск. гос. ун-те, 2, вып. 2.

1930

Гипс.— БСЭ, т. 17.
О новых путях геологии и о литологической карте СССР.— Изв. ГГРУ, 49, № 5.
Глауконит.— БСЭ, т. 17.
О литологической карте.— Новая техника, № 1.
Графит.— БСЭ, т. 18 (совместно с А. Раковским).
Гранаты.— БСЭ, т. 18 (совместно с А. Раковским).

1931

О генезисе липецких железных руд.— Труды Мин. музея АН СССР, 1.
Что такое Тульский и Липецкий железорудные районы.— Вестник ГГРУ, 4, № 3/4.
Лабораторные работы в системе ГГРУ.— Вестник ГГРУ, 5, № 12.
По поводу заметки о происхождении железных руд Липецкого района ЦЧО А. Д. Архангельского и Д. Е. Перкина.— Там же.
Доломит.— БСЭ, т. 23.
Работы Московской Геохимической лаборатории.— Разведка недр, № 1—2 (совместно с А. И. Пономаревым).
Что такое Тульский и Липецкий железорудные районы.— Ж. Социалистическое строительство ЦЧО, Воронеж, № 5/6.

1932

Липецкий железорудный район и его перспективы.— Ж. Социалистическое строительство ЦЧО, № 1. Воронеж (совместно с Т. Н. Давыдовой и Д. И. Покровским).

Липецкий железорудный район. Сб. «ЦЧО в системе производительных сил СССР». Изд. Облплана ЦЧО, Воронеж (совместно с Т. Н. Давыдовой, Б. М. Кармановым и Д. И. Покровским).

Генезис липецких железных руд по полевым наблюдениям летом 1930 года.— Труды Союзгеоразведки, вып. 202.

Генезис тульских железных руд по полевым наблюдениям летом 1930 года.— Там же.

Процессы миграции железа в Липецком и Тульском железорудных районах. (Явления Лизеганга в грубодисперсной среде и в кристаллической решетке).— Там же.

1933

Материалы к геохимии озера Баскунчак.— Труды Союзгеоразведки, вып. 284.

Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна. (21 статья в сборнике под указанным названием).— Труды Союзгеоразведки, вып. 285.

Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., № 1.

Геохимическая лаборатория Мосгеоразведки и ее работа.— Изв. Моск. геол.-развед. треста, 2, вып. 2.

Инструкция по разделению минералов тяжелой жидкостью. Изд. Гос. океанограф. ин-та (совместно с М. В. Кленовой).

Инструкция по определению минералов в зернах. Изд. Гос. океанограф. ин-та (совместно с М. В. Кленовой).

1934

Липецкий железорудный район. В сб.: «Главнейшие железорудные месторождения СССР, т. 1. Издание ЦНИГРИ (совместно с Т. Н. Давыдовой и Д. И. Покровским).

Сынтульское месторождение железных руд и фосфатов.— Труды Моск. геол.-развед. треста, вып. 5.

Новый смягчитель жестких вод.— Наука и техника, № 244.

1936

Керченский железорудный район.— БСЭ, т. 32.

К вопросу о классификации и номенклатуре глинисто-алевритово-песчаных пород. Сб. в честь акад. В. И. Вернадского. Изд-во АН СССР.

1937

Ратовкит Верхнего Поволжья. Изд-во АН СССР.

Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— Сов. геология, № 11.

Осадкообразование в верхнепермскую эпоху.— Материалы научно-техн. сессии треста Башнефть, вып. 3. Уфа.

Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— Тезисы докладов 17-й сессии Междунар. геол. конгресса.

1938

Несколько замечаний о петрографии осадочных пород и ее положении в СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геологии, 14 (2).

Липецкий железорудный район.— БСЭ, т. 37.

1939

О некоторых результатах дискуссии о классификации обломочных пород.— Сов. геология, № 8.

1940

Об осадочной дифференциации вещества и о периодичности осадочного минералообразования.— Разведка недр, № 4.

Мотогенез и мотогенные образования.— Труды Моск. нефтяного ин-та, 2.

О термине «осадочная порода».— Сов. геология, № 12.

Петрография осадочных пород, ч. 1. Гостоптехиздат.
Петрография осадочных пород, ч. 2. Гостоптехиздат.
О некоторых особенностях литологического строения пород кунгурского яруса Туймазинского района Башкирии.— Аннотация работ за 1935—1938 гг. Изд. Моск. нефтяного ин-та.

1941

Доломит.— Неметаллические ископаемые СССР, **5**, Изд-во АН СССР.
Новая геологическая наука. Известия, № 5.
О нефтеносности девонских отложений центральных районов СССР.— Нефть, № 11.
Неметаллические ископаемые. «Известия», № 104.

1943

Волконскоит.— Неметаллические ископаемые СССР, **2**, Изд-во АН СССР.

1944

Известняки.— Неметаллические ископаемые СССР, **6**. Изд-во АН СССР.
О методике лабораторных исследований и о классификации и номенклатуре осадочных пород.— Изв. Азерб. филиала АН СССР, № 11, Баку.

1945

О главнейших дискуссионных вопросах петрографии осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

1946

О распределении тяжелых обломочных минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности.— Докл. АН СССР, **52**, № 2 (совместно с А. Д. Султановым).
О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуринской низменности.— Докл. АН СССР, **52**, № 3 (совместно с А. Д. Султановым).
О распределении гипса по типам пород продуктивной толщи Азербайджана.— Докл. АН СССР, **52**, № 4.

1947

Палеогеография века продуктивной толщи в свете новых данных.— Тезисы докладов Ученому совету Азербайджанской нефтяной экспедиции. Изд. СОПС АН СССР.
О терригенно-минералогических фациях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел. геол., № 5.
Литологическое изучение продуктивной толщи Азербайджана с целью выяснения условий ее образования. Рефераты научных работ за 1945 г. Изд-во АН СССР.

1950

Об успехах в изучении осадочных пород и осадочных полезных ископаемых в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
К вопросу о положении в науке об осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

1951

По поводу письма акад. А. Н. Заварицкого.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
О главнейших исходных положениях при изучении осадочных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Об обломочном кварце из продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Некоторые важнейшие итоги дискуссии о состоянии науки об осадочных породах. Сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд-во АН СССР.
О главнейших исходных положениях при изучении осадочных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых.— Там же.

1952

Задачи изучения полезных ископаемых Южной Якутии.— Труды Якутской комплексной экспедиции, вып. 1. Изд-во АН СССР.

О путях подхода к изучению и о главнейших задачах исследования осадочных пород и полезных ископаемых.— Сб. «Совещание по осадочным породам». Изд-во АН СССР.

1953

Об изучении осадочных пород в СССР (на китайском языке).— Труды Геол. об-ва Китая, № 10, Пекин.

1954

Современное состояние вопроса об осадконакоплении.— Труды 19-й сессии Междунар. геол. конгресса в Алжире, Алжир.

1955

Aperçu sommaire des principales études sur la pétrographie des roches sédimentaires en U.R.S.S.— Revue de L'institut Français du Petrole», 5, Paris.

Указания по описанию обнажений и по отбору образцов осадочных пород при петрографической работе. Литограф. изд СОПС АН СССР.

Über sekundäre Veränderungen des Sedimentgesteine.— Geol. Rundschau, 43, Stuttgart.

Сравнительная геологическая характеристика месторождений железных руд и коксующихся углей к востоку от оз. Байкал.— Труды Якутской комплексной экспедиции, вып. 2. Изд-во АН СССР.

Алданский горнопромышленный район в Южной Якутии.— Материалы к VI пятилетке. Изд-во АН СССР (совместно с Г. К. Кондаковым и Д. П. Сердюченко).

1956

О продвижении черной металлургии на Восток. «Промышленно-экономическая газета», № 8.

Комплексное изучение производительных сил Академией наук за 1915—1955 гг. Изв. АН СССР, серия географ., № 4 (совместно с В. В. Обручевым).

Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5.

О вторичных полевых шпатах в осадочных породах.— Там же.

Изучение природных богатств бассейна реки Амур. Изд-во АН Китая, Пекин (на китайском языке).

1957

Краткая характеристика главнейших осадочных железных руд. Сб. «Железорудная база черной металлургии СССР». Изд-во АН СССР.

Полевое определение главнейших минералов осадочных пород. Сб. «Методика изучения осадочных пород», т. 1. Изд-во АН СССР.

Методы определения pH и Eh в осадочных породах. Сб. «Методика изучения осадочных пород», т. 2. Изд-во АН СССР (совместно с Е. И. Соколовой).

Месторождение калийных солей Гатторф в Западной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Сибирь из окна стратоплана «Комсомольская правда», № 204.

Богатырский шаг. «Промышленно-экономическая газета», № 133.

По заветам Ильича. «Промышленно-экономическая газета», № 46.

1958

Über die Formation der Lagerstätten sedimentärer Bodenschätze.— Eclogae Geologicae Helvetiae, **51**, N 3, Bern.

Вторая сессия Международной Ассоциации по изучению глубинных зон земной коры в Шотландии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1 (совместно с Р. А. Борукаевым и Е. В. Павловским).

Wielka chemia zu Uralen. Kraj Rad. Warschawa.

Металлургическое сырье Сибири и пути его освоения. «Правда», № 316

1959

Развитие производительных сил Восточной Сибири — Вестник АН СССР, № 2 (совместно с В. А. Кротовым и М. Г. Школьниковым).

Третья сессия Международной Ассоциации по изучению глубинных зон земной коры.— Вестник АН СССР, № 2 (совместно с Е. В. Павловским).

Пятая сессия Международного конгресса по седиментологии в Швейцарии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

География великой семилетки.— Советский воин, № 4.

Отчет о поездке на Международную Ассоциацию по изучению глубинных зон земной коры.— Изд. ВИНИТИ АН СССР (совместно с А. А. Полкановым и Е. В. Павловским).

Отчет делегации АН СССР о поездке в Швейцарию в июне 1958 года. Изд. ВИНИТИ АН СССР.

1960

Железорудные отложения Ангаро-Питского района в Восточной Сибири. Сб. «Вопросы седиментологии». Госгеолтехиздат (совместно с Н. И. Юдиным).

Четвертая сессия Международной Ассоциации по изучению глубинных зон земной коры в Западной Германии.— Сов. геология, № 5 (совместно с Е. В. Павловским).

1961

Цементной промышленности — мощную сырьевую базу. «Экономическая газета», № 15 (совместно с М. С. Пичугиным).

Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного происхождения. Сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР.

1962

Капитальный труд по геологии Азербайджана. «Бакинский рабочий», № 27.

Об основных принципах классификации осадочных горных пород.— Ученые записки Ленингр. ун-та, серия геол. наук, вып. 12, № 310.

РЕДАКЦИЯ КНИГ

1933

Г. Мильнер. Введение в петрографию осадочных пород (перевод с англ.), Геолразведиздат.

Я. В. Самойлов. Минералогические очерки. Геолразведиздат (совместно с М. В. Кленовой).

1946

Сборник «Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд-во АН СССР.

1947

Тезисы докладов Ученому совету Азербайджанской нефтяной экспедиции Академии наук СССР. Изд-во АН СССР.

В. И. Данчев. Опыт литологического изучения татарского яруса Казанского Поволжья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 87.

1949

Л. Н. Формозова. Глауконитовые пески урочища Кызыл-сай.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 112.

1952

Сборник «Железные руды и коксующиеся угли Алданского района». Изд-во АН СССР.

1955

Сборник «Проблема создания черной металлургии в Южной Якутии». Изд-во АН СССР.

Д. В. Наливкин. Учение о фациях, ч. I и II. Изд-во АН СССР.

1956

Сборник «Вторичные изменения осадочных пород».— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5.

1957

Сборник «Минералогические и физико-химические исследования осадочных пород и полезных ископаемых».— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 152.

1960

Сборник «Вопросы седиментологии. Доклады советских ученых к VI Международному конгрессу по седиментологии». Госгеолтехиздат.

1962

Е. И. Соколова. Физико-химические исследования осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород. Изд-во АН СССР.

Сборник. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во АН СССР.

В. И. Попов

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЛАРКОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ БАЛАНСА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ВЕРОЯТНОСТИ НАХОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В конце первой четверти XX в. Кларк (1924) впервые обобщил данные о среднем химическом составе горных пород, формаций и земных оболочек. На этой основе А. Е. Ферсман (1934) сформулировал понятие о кларках отдельных химических элементов, т. е. о среднем их содержании в различных природных образованиях.

Широкие геохимические обобщения А. Е. Ферсмана и В. И. Вернадского привели к заключению о закономерном характере сочетаний различных элементов в геологических и космических телах и о том, что их состав обусловлен развитием слагающего их вещества.

Эти геохимические установки Л. В. Пустовалов (1940_1, 1940_2) распространил на осадочные породы, которые до этого считались случайным агрегатом различных составных частей. При этом он первый обосновал и развил идею об осадочной (седиментационной) дифференциации, ранее лишь кратко упоминавшуюся А. Н. Заварицким (1923) и автором статьи (1938).

По Л. В. Пустовалову, благодаря дифференциации осадков возникают не только разнообразные осадочные породы, но также различные осадочные полезные ископаемые в широком смысле, включая сингенетичные, эпигенетичные и осадочнометаморфогенные. Отметив преобладание осадочных пород на поверхности планеты, Л. В. Пустовалов подчеркнул, что осадочным полезным ископаемым принадлежит главенствующая роль в общих ресурсах минерального сырья.

Статистические подсчеты показывают, что сейчас от общей стоимости полезных ископаемых, извлекаемых из недр Земли, около 75—80% приходится на полезные ископаемые, связанные с осадочными породами.

С ними связано почти все энергетическое сырье, включая 90% мировой добычи урана (данные II Женевской конференции по мирному использованию атомной энергии); основное сырье химической промышленности (соли для производства кислот и солей, продукты перегонки нефти и угля, газы для изготовления полимеров), основная часть калийных и фосфорных удобрений; воды для орошения полей.

Рудные полезные ископаемые в подавляющей своей массе также имеют осадочное происхождение. Сюда относятся все легкие металлы (алюминий из бокситов, магний из солей), также черные (почти 95% железа и 100% марганца); большая доля никеля (в остаточных корах выветривания гипербазитов), ванадия — в патронитах и в железных

рудах типа керченских, а также в кремнисто-углеродистых сланцах, где ванадию сопутствуют огромные количества молибдена, никеля, кобальта, хрома, редких земель и др. В основном из россыпей добываются редкие земли, цирконий, титан, ниобий и тантал. Многие рассеянные элементы (германий, селен, возможно, галлий, индий и др.) также склонны концентрироваться в осадочных месторождениях. Некоторые цветные и редкие металлы могут концентрироваться в крупных осадочных месторождениях, например, свинец, цинк, медь (в медистых песчаниках, включая Джезказган, эпигенетичное осадочное происхождение которого после работ В. М. Попова и Л. Ф. Наркелюна не вызывает сомнений. Даже ртуть, по мнению некоторых исследователей, может регенерироваться в осадочных месторождениях (Идрия, Никитовка).

Чем же объясняется такое решительное преобладание осадочного минерального сырья над эндогенным в мировой горнодобывающей промышленности?

Во-первых, осадочные формации слагают 75—80% (по М. С. Швецову) или 80% (по Л. В. Пустовалову) площади всей материковой земной коры. Они образуют 92,5% поверхности в Средней Азии и Казахстане (по С. П. Соловьеву, 1952) и 93—96% в Узбекистане (по А. Н. Чистякову, 1937), где их содержание только в палеозойской группе формаций снижается в среднем до 67%. Лишь в ядерных участках (Кураминское ядро, Гиссаро-Дарвазское, Армянское, Паннонское и др. (Попов, 1960), осадочные формации пользуются подчиненным распространением по сравнению с магматическими.

Исходя из соотношения площадей развития осадочных и магматических формаций на поверхности Земли, вероятность нахождения осадочных месторождений полезных ископаемых должна быть соответственно в 3—4 раза больше, чем для нахождения эндогенных, а в Средней Азии и в Казахстане — в 10—15 раз больше.

Во-вторых, перевес этот представится еще более значительным, если учесть, что шансы для образования осадочных месторождений на единицу площади осадочных формаций много больше, чем для возникновения магматогенных на единицу площади глубинных формаций. Это связано с общими законами развития и дифференциации осадочных и эндогенных формаций, так же как и сам процесс далеко зашедшей дифференциации и специализации состава осадочных формаций литосферы. При этом оказывается, что самые обычные осадочные породы в целом гораздо дифференцированнее, специализированнее и, следовательно, разнообразнее по своему химическому составу, чем обычные магматические. Напротив, последние, в общем, сравнительно близки друг к другу по составу даже в разностях, оказавшихся наиболее удаленными друг от друга в процессах их возникновения и дифференциации.

Такое преобладание процессов контрастной дифференциации (Попов, 1950) в развитии осадочных пород, по сравнению с магматическими, прекрасно отображается на известной диаграмме по Ниггли-Озанну (рис. 1). На нее удобно проектировать составы самых различных горных пород с целью их сопоставления [1].

[1] Напомним, что эта диаграмма представляет попарное соединение обычных треугольных барицентрических диаграмм; при этом каждый из проекционных треугольников отвечает одному из сечений барицентрического проективного тетраэдра. В вершинах тетраэдра обозначаются содержания *al* (глинозем), *alk* (щелочи), *c* (окислы кальция и магния) и *fm* (окислы железа и марганца). Все эти проективные треугольники отвечают сечениям, которые проходят через ребро $al - alk$ тетраэдра (их общая сторона), но пересекают ребро $c - fm$ в разных его зонах, для которых устанавливается то или иное отношение c/fm (см. рис. 1).

На этой диаграмме фигуративные точки всех магматических пород группируются в пределах одного компактного поля, которое образует полосу, проходящую примерно вдоль оси диаграммы. Напротив, фигуративные точки, отображающие составы осадочных пород, образуют на диаграмме ряд обособленных полей, которые располагаются по обе стороны от вытянутого осевого поля составов изверженных пород.

Такая разобщенность в расположении осадочных полей, а также их тесная сопряженность с полем магматических, не случайна. Эти особенности обязаны тому, что осадочные породы являются продуктами

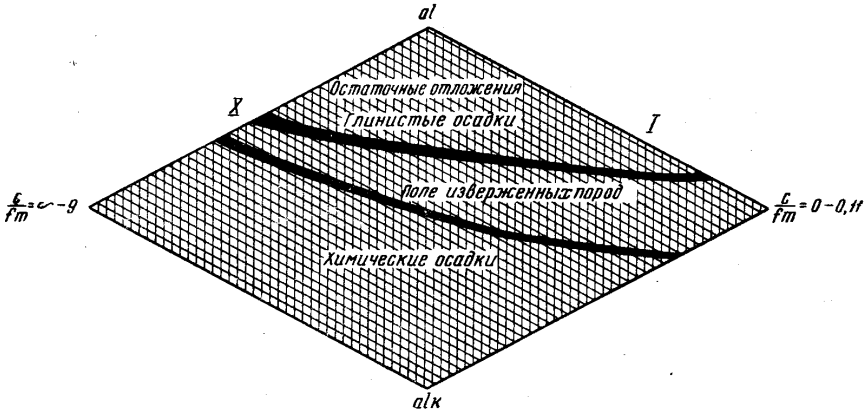


Рис. 1. Диаграмма средних составов изверженных и осадочных пород, по П. Ниггли-Озанну

контрастной седиментационной дифференциации материнского вещества изверженных пород (Попов, 1950), а диаграмма Ниггли-Озанна наглядно отображает их дифференциацию (Попов, 1938). Среди таких полей осадочных пород на диаграмме Ниггли-Озанна (помимо поля глинистых пород, которое ближе всего соседствует с полем изверженных) четко обособляются, с одной стороны, поле остаточных осадочных пород в том числе глиноземистых и кремнистых осадков, а также железистых и углеродистых; с другой — поля химических осадков: карбонатных, сульфатных и хлоридных. Нетрудно заметить, что каждое из перечисленных полей вместе с тем отвечает той или иной группе осадочных полезных ископаемых.

Для того чтобы точнее охарактеризовать возможность накопления различных химических элементов в продуктах дифференциации осадков, обратимся к анализу их баланса в осадочной оболочке земной коры.

Можно различными путями подходить к характеристике баланса химических элементов в земной коре. Один из этих методов можно назвать объемно-весовым, другой — кларковым.

1. Ряд советских исследователей (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и др.) и зарубежных (Рюби, Джеффрис и др.), учитывая кларковое содержание элемента, подсчитывали общий его вес в отдельных оболочках, объем которых и общий вес были установлены с помощью геофизических данных.

Подобный метод подсчета баланса химических элементов является наиболее правильным.

2. В тех случаях, когда не хватает всех необходимых исходных данных для применения объемно-весового метода подсчета баланса химических элементов, можно оценить последний в относительных величи-

нах, относящихся к единице объема или же к единице площади поверхности планеты. При этом, по предложению автора, баланс элементов выражается в соотношениях между его кларками и антикларками. Антикларк отвечает той доле данного элемента, которая при дифференциации вещества материковых формаций обособилась от слагающих их обычных пород и, следовательно, от характеризующих их обычных кларковых содержаний, сконцентрировавшись в месторождениях полезных ископаемых, а также в их ореолах.

Еще А. Е. Ферсман (1923) наметил несколько типов распределения элементов в горных породах. Мы далее останавливаемся только на крайних типах, отбрасывая промежуточные и переходные между ними типы.

Развивая закон полярности (Лодочников, 1934), можно отметить два главных «полярных» типа распределения элементов:

а) «Нормальный», «рассеянный». Содержание химических элементов в нем более или менее приближается к среднему (кларковому), отклоняясь от него не более, чем это допустимо согласно нормальной кривой статистического распределения частот их встречаемости по Гауссу. Это состояние характеризует обычные породы (табл. 1).

Таблица 1

Средний химический состав (весовые кларки) материковых палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород

Компоненты	Осадочные (82% глин, 12% песчаников и 6% карбонатных пород)	Изверженные	
		65% гранита и 35% базальта, по Лизсу и Миду (1915)	по Кларку (1924)
SiO_2	62,20	63,92	59,12
TiO_2	0,62	—	1,05
Al_2O_3	14,38	15,35	15,34
Fe_2O_3	3,78	2,97	3,08
FeO	2,24	3,35	3,80
MnO	—	—	0,12
MgO	2,85	2,79	3,49
CaO	6,33	4,58	5,08
Na_2O	1,22	3,28	3,84
K_2O	3,07	3,24	3,13
P_2O_5	0,15	—	0,30
CO_2	5,78	—	0,10
SO_3	0,58	—	—
H_2O	3,47	—	4,78
Cl	—	—	0,05
F	—	—	0,03

б) «Аномальный», «сконцентрированный» (антикларковый). Содержание элементов в нем резко отклоняется от среднего статистического распределения, образуя сверхкларковые концентрации. Они составляют месторождения руд и их ореолы.

Кларковые и антикларковые содержания химических элементов в горных породах и месторождениях, хорошо выражены в природе, что находит свое отражение даже на обычных геологических картах. Действительно, на них обычные горные породы показываются в виде более или менее обширных площадей, в то время как место-

рождения полезных ископаемых, представляя сравнительно редкие и локальные явления, обычно образуют точки (рудные узлы) или же линии (рудные зоны или пояса).

Поэтому оба эти типа нахождения элементов — кларковое и антикларковое необходимо четко различать друг от друга и рассматривать раздельно. Вместе с тем они тесно связаны друг с другом. Нормальное кларковое распределение содержаний химических элементов, характерное для обычных горных пород, образует ту основу, на фоне которой развиваются реже встречающиеся антикларковые содержания, т. е. месторождения данного элемента. Образование таких месторождений представляет результат дифференциации, отделения и концентрации в них некоторого количества данного элемента, обособляющегося при этом от его содержания, рассеянного в массе обычных горных пород данной формации.

Отсюда вытекает один важный вывод. Чем больше склонен элемент концентрироваться в данном типе формаций в рудных (антикларковых) его образованиях, тем меньше средний его кларк для данной формации в целом.

Очевидно, образование антикларковых, рудных концентраций, устанавливаемое в пределах данной осадочной формации, приводит к некоторому, хотя бы даже не очень значительному снижению характерных для них кларковых содержаний того же элемента. Поэтому кларковые содержания элемента по своим величинам всегда меньше, чем антикларковые.

При подсчете кларков может быть допущена ошибка, если они подсчитываются с помощью чаще всего применяемого метода среднего арифметического, согласно которому без отбора учитываются данные всех достоверных химических анализов, имеющихся в распоряжении исследователя. Наряду с содержаниями химического элемента, близкими к кларковым, автоматически включаются гораздо более значительные антикларковые его содержания (ореольные и рудные), что приводит к заведомо завышенным оценкам значений кларков.

Каким образом предупредить и исключить возможность искусственного искажения средних значений кларков?

Отбор кларковых содержаний от антикларковых облегчается тем, что кларковые, во-первых, всегда характеризуются заметно меньшими абсолютными значениями, чем антикларковые и, во-вторых, встречаются они гораздо чаще последних. Поэтому для получения более правильных подсчетов среднего кларка данного химического элемента следует определять его как среднее модальное содержание, отвечающее максимуму на кривой частот статистического распределения содержаний данного химического элемента, составленной по данным всех имеющихся химических анализов. После исключения антикларковых содержаний, арифметический средний кларк химического элемента может быть подсчитан на основании остающихся данных, отвечающих кларковым его содержаниям. Более точные методы подсчета модальных содержаний определяются методами вариационной статистики. Кларковые содержания близки к модальному, отклоняясь от него на относительно небольшую величину и обнимая большую часть данных химических анализов, в отличие от резко отклоняющихся и редко встречающихся антикларковых. Последние должны быть отброшены из числа тех данных, на основе которых подсчитывается кларк данного элемента.

Правильно подсчитав кларк химического элемента, можно установить соотношения, существующие между кларковыми и антикларковы-

ми содержаниями данного элемента в пределах формаций определенных типов. Это может явиться одним из существенных методов на пути познания условий образования месторождений. На этом основан разбираемый метод оценки баланса химических элементов в земной коре и вероятности образования осадочных их месторождений.

Следует сразу оговориться, что даже такая упрощенная оценка баланса каждого отдельного химического элемента в развитии осадочной оболочки, являясь первой попыткой этого рода, в настоящее время может быть предложена только в самой общей форме. Для более точных подсчетов еще не хватает ряда необходимых цифровых данных.

Введем понятие о «коэффициенте геохимической вероятности образования осадочных месторождений». Обозначим этот коэффициент буквой K. Очевидно, он имеет реальное значение только применительно к тому или иному химическому элементу x и потому обозначим его K^x (например, K^{Cu}, K^{Al} и др.).

$$K^x = \frac{M^x - S^x}{M^x} \cdot 100, \qquad (1)$$

где M^x и S^x обозначают так называемые комплексные кларки элемента x.

При этом M^x обозначает комплексный кларк химического элемента x, подсчитанный для «осредненной питающей материковой магматической породы» [1]. Она в среднем составе палеозойских, мезозойских и кайнозойских материковых осадочных пород отвечает смеси, состоящей из $^1/_3$ базальтового материала и $^2/_3$ гранитоидного. Об этом говорят расчеты Лизса и Мида (1915, табл. 1), принимаемые также А. П. Виноградовым (1956). Зная это соотношение, а также кларки элемента x в осредненной базальтовой породе и в осредненной гранитоидной, нетрудно подсчитать средневзвешенный комплексный кларк M^x.

S^x представляет комплексный кларк химического элемента x в «осредненной материковой осадочной породе». Она, по Кларку (1924), включает 80% пелитовых пород, 15% псаммитовых и 5% карбонатов [2]. Пользуясь этими соотношениями, а также зная кларки элемента x в осредненной пелитовой, псаммитовой и карбонатной породе нетрудно подсчитать средневзвешенный комплексный кларк S^x.

Таким образом, в основе подсчета комплексных кларков M^x и S^x, а также коэффициента K^x лежат пять «основных балансовых кларков этого элемента», а именно (кларк осредненной породы): 1) базальтовой, 2) гранитоидной, 3) пелитовой, 4) псаммитовой и 5) карбонатной.

[1] Осредненная питающая материковая магматическая порода включает не только те магматические породы, которые непосредственно денудировались при возникновении изучаемой нами осадочной формации. Косвенно она включает также вещество и тех, ныне исчезнувших магматических пород, которые когда-то продуктами своей денудации питали более древние осадочные формации, также оказавшиеся в области питания изучаемых нами осадков, наряду с более молодыми магматическими. При повторении геологических циклов вещество древнейших осадочных формаций могло многократно подвергаться денудации и переотложению, прежде чем оно попало в интересующую нас молодую осадочную формацию. Таким образом, они донесли до более молодых отложений продукты денудации всех ранее существовавших в данной провинции магматических пород, включительно до архейских. В составе последних еще не было гранитоидных интрузивов, а только базальтовые породы, о чем можно судить по среднему химическому составу архейских парагнейсов Алдана (Фролова, 1950, 1951) и Канады (Джилл, 1950).

[2] Подсчеты Галлителли (1950) и Полдерварта (1955—1957, табл. 2) показывают, что осредненный пелитовый глубоководный океанический ил имеет иной состав, целиком отвечающий среднему составу базальтов, точнее кварцевых базальтов (по Дэли, 1936, табл. 2). Кроме того, в составе глубоководных океанических илов содержится гораздо больший процент карбонатных осадков, чем в материковых.

Таблица 2

Средний химический состав (весовые кларки) пород

Компоненты	Кремнистые глубоководные илы (за вычетом CO_2)	Красные глубоководные глины	Оливиновые базальты Тихого океана, по Полдерварту (1955—1957)	Кварцевые базальты (по Дели 1933—1936)	Изверженные породы островов Тихого океана, по Кларку. (1924)
SiO_2	59,5	55,4	47,0	55,46	50,03
TiO_2	0,6	0,9	3,0	0,88	1,96
Al_2O_3	16,2	17,2	15,1	16,85	15,51
Fe_2O_3	}		3,7	2,13	3,88
FeO	} 6,2	9,4	8,1	4,86	6,23
MnO	0,8	1,3	0,2	0,22	—
MgO	2,5	3,1	7,9	6,31	6,62
CaO	10,5	8,1	10,9	7,86	7,79
Na_2O	1,0	1,8	2,7	3,30	4,00
K_2O	2,4	2,8	1,0	1,40	2,10
P_2O_5	0,3	0,3	0,3	0,15	0,25
H_2O	—	—	—	0,58	1,15

Породы иных петрографических типов, в частности ультрабазитовые, а также галогенные и иные осадочные, мало распространены в составе земной коры. Поэтому ими можно пренебречь при приближенной оценке общего баланса химических элементов в осадочной оболочке (хотя эти породы нельзя отбрасывать при характеристике баланса в отдельных районах, где они пользуются более значительным распространением [1]).

Таким образом, коэффициент K выражает разность между обоими комплексными кларками, характеризующими среднее содержание данного химического элемента в осредненной питающей магматической породе (M) и в осредненной осадочной (S), причем эта разность отнесена к кларку осредненной исходной магматической породы (M) и выражена в процентах от последнего.

Мы видим, что комплексный кларк M подсчитывается, исходя из соотношения базальтовых пород и гранитоидных в составе магматических пород. Известно, что осадочные формации суммируют в себе все нерастворимые и нелетучие продукты денудации, их осредненный состав выражается с помощью комплексного кларка S. Поэтому комплексные кларки M и S закономерно сопряжены друг с другом в процессах геохимической миграции химических элементов. Несмотря на это между величинами M и S, все же не имеется полного соответствия. Выражаясь в цифрах одного и того же порядка, эти комплексные кларки M и S, за редкими исключениями, не равны друг другу.

Например по Турекиану и Ведеполю (1961) $M^{Fe}=4{,}34\%$, а $S^{Fe}=3{,}94\%$.

$$M^{Fe} - S^{Fe} = 4{,}34 - 3{,}94 = +0{,}4\%,$$

$$K^{Fe} = \frac{+0{,}4}{4{,}34}\,100 = +9\%.$$

[1] Например, наличие ультрабазитов, широко распространенных на Урале, повлияло на химический состав формаций, отложенных у его подножий; в частности, этим обусловливается широкое распространение хромсодержащих глин и медистых песчаников в составе пермских осадочных формаций Приуралья.

Рассмотрение этого примера указывает на то, что в осадках материковых территорий в целом имеется «кларковый дефицит» железа.

Дефицит этот можно объяснить, во-первых, тем, что остальная недостающая часть железа в процессах дифференциации осадков обособилась и пошла на образование осадочных железных руд. Во-вторых, этот дефицит явно свидетельствует о том, что при дифференциации вещества осадочных пород возникли осадочные месторождения железа по своей массе гораздо более значительные, чем эндогенные, соответственно отщепившиеся при дифференциации вещества магматических пород.

При изучении определенных формаций литолога интересует возможность образования в ней осадочных руд разных химических элементов. С этой целью можно сравнить коэффициенты K, устанавливаемые у разных химических элементов в одной и той же формации.

Для этой цели неудобно брать непосредственно разность $M^x—S^x$. Она выражается в цифрах того же порядка, что и оба комплексных кларка и основные балансовые кларки. Но порядок величины последних изменяется в очень широких пределах, от десятков и единиц процентов до $10^{-5}\%$ и менее.

Чтобы отвлечься от таких специфических различий, имеющихся у кларков разных элементов и перейти к сопоставимым величинам, целесообразно разность $M—S$ выражать в еще более отвлеченных цифрах. С этой целью разность $M—S$ делится на M и выражается в процентах от последнего. Поэтому такой способ расчета принят в приведенной выше формуле (1), по которой подсчитывается коэффициент K.

Коэффициент K имеет положительную величину в тех случаях, когда химический элемент относительно больше концентрируется в осадочных месторождениях, отрицательную — когда он больше концентрируется в эндогенных и нулевую — при равенстве шансов для концентрации элемента в тех и других.

Если $M>S$, то коэффициент K имеет положительное значение, обозначая тем самым преобладание шансов для концентрации элемента в осадочных месторождениях, а не в эндогенных. Шансы эти тем больше для осадочных месторождений, чем больше величина K. Напротив, при этом все более снижаются шансы для образования эндогенных месторождений.

Очевидно, чем больше положительная разность комплексных кларков $M—S$, подсчитанная для данного элемента, тем больше образовалось осадочных его месторождений и тем больше коэффициент K.

Если $M<S$, то K имеет отрицательное значение, тем самым указывая на то, что преобладают шансы для накопления данного элемента не в осадочных месторождениях, а в эндогенных. По мере возрастания арифметической величины отрицательного K, шансы эти все больше уменьшаются для осадочных месторождений и возрастают для эндогенных.

Для того, чтобы подсчитать коэффициенты K для разных химических элементов, обратимся к анализу кларков по А. П. Виноградову (1956, 1957, табл. 5), а также по К. К. Турекиану и К. Х. Ведеполю (1961, табл. 6). Только у этих исследователей имеются достаточно полные новейшие данные по интересующему нас вопросу.

Для расчета кларков осредненной материковой осадочной породы необходимо знать кларки пелитовых пород, псаммитовых и карбонатных. Они приведены у Турекиана и Ведеполя (1961, табл. 6).

В работах А. П. Виноградова (1956, 1957, табл. 5), приведены кларки только для пелитовых пород. Хотя они преобладают в составе осадочных пород, однако средний состав последних, в ряде случаев

заметно отличается от среднего состава пелитовых пород (табл. 5, 6). Это влияет на определение величины коэффициента *K*. Поэтому при подсчете этого коэффициента автор вынужден в основном опираться на данные Турекиана и Ведеполя. Данные А. П. Виноградова приводятся для сравнения и для оценки точности исходных расчетных данных о кларках, приведенных у Турекиана и Ведеполя.

По А. П. Виноградову (1956), имеются достаточно хорошие данные об установленном среднем содержании ряда химических элементов, включая литофильные: кремний, алюминий, железо, магний, титан, кальций, натрий, калий, марганец, фосфор, кислород, а также более редкие: литий, бериллий, бор, фтор, скандий, ванадий, хром, кобальт, никель, медь, цинк, галлий, мышьяк, рубидий, стронций, иттрий, цирконий, ниобий, молибден, тантал, индий, барий, редкие земли (не все.— *В. П.*), ртуть, таллий, свинец, радий, торий. Недостаточные данные имеются для селена, платиноидов (также для индия, цезия, рения, золота.— *В. П.*) и единичные данные — для вольфрама, сурьмы, висмута, теллура. Случайные данные приводятся о содержании большинства радиоактивных элементов, а также инертных газов. Кларки большинства этих элементов, кроме сурьмы, не включены А. П. Виноградовым в составленную им сводную табл. 5.

В более позднюю сводку кларков, по К. К. Турекиану и К. Х. Ведеполю (1961, табл. 6), дополнительно включен только селен[1].

После опубликования этой сводки появилась возможность судить о степени расхождения кларков, высчитанных разными исследователями для большинства химических элементов. Сравнение таблиц 5 и 6 показывает, что эти кларки, за редким исключением, не совпадают у разных исследователей. Лишь для некоторых элементов, преимущественно обычных, приводятся близкие величины их кларков. Во многих, или же в большинстве случаев кларки отличаются друг от друга более или менее значительно: — в 1,5—2 раза и даже на 0,5—1 порядок, реже более.

У 10 химических элементов (бор, хром, германий, рубидий, олово, золото, торий, возможно также цезий, иттербий, висмут) все проконтролированные их кларки или подавляющее большинство последних расходятся в 2 раза и более.

В большинстве случаев, кларки пелитовых пород по данным Турекиана и Ведеполя и А. П. Виноградова близки. Однако для некоторых элементов имеются весьма существенные расхождения (табл. 5 и 6). Поэтому величины коэффициента *K*, подсчитанные для ряда элементов в пелитовых породах, по данным обоих сравниваемых первоисточников, нередко значительно расходятся.

Наличие подобных расхождений побудило автора составить обобщенную табл. 7. В ней сопоставлены основные балансовые кларки, подсчитанные А. П. Виноградовым (1956, 1957), а также К. К. Турекианом и К. Х. Ведеполем (1961) для пяти главных типов горных пород, а также комплексные кларки *M* и *S*, подсчитанные автором на основании этих данных.

Величины этих кларков, а также комплексных кларков, подсчитанные по обоим первоисточникам (табл. 7), значительно расходятся меж-

[1] Явно ошибочен кларк кремнезема в пелитовых породах (7,3%), по Турекиану и Ведеполю (1961), и потому вместо него принят соответствующий кларк, по А. П. Виноградову (24,8%).

Среднее содержание железа в кислых магматических породах принято по А. П. Виноградову=2,70%, так как пересчеты по Турекиану и Ведеполю дают явно заниженную усредненную цифру=2,19% (те же авторы указывают среднее содержание железа в кальциевых гранитоидах — 2,96% и в сиенитах — 3,67%).

ду собой. Тем не менее представляется возможным, хотя бы приблизительно оценить баланс отдельных химических элементов, выразив его в форме коэффициента K.

Во-первых, принятый нами кларковый метод подсчета баланса химических элементов сам по себе является приближенным. Во-вторых, положительные и отрицательные ошибки, имеющиеся в определениях пяти основных балансовых кларков, очевидно, отчасти взаимно компенсируют друг друга при подсчете на их основе комплексных кларков M и S, необходимых для установления значений коэффициента K.

Поэтому автору представляется, что наилучшим критерием для оценки точности кларков данного элемента, используемых при подсчете его баланса в материковой земной коре с помощью кларкового метода, является степень сходимости значений, подсчитанных, по данным разных исследований, для каждого из комплексных кларков: M^x и S^x. При отсутствии независимо подсчитанных данных о значениях S^x, их можно заменить основными балансовыми кларками, подсчитанными для глинных пород и обозначенными далее $S^x_г$, поскольку такие породы в количественном отношении резко преобладают в составе осадочных формаций.

Степень достоверности комплексных кларков у каждого химического элемента обозначается далее в тексте, в таблицах и на диаграммах с помощью условных знаков, которые ставятся рядом с его названием или же его индексом. Восклицательным знаком помечены элементы с удовлетворительными обоими комплексными кларками, одинарным вопросительным знаком — такие элементы, у которых оба комплексных кларка лишь условно приемлемы для подсчета баланса, а двойным вопросительным знаком — сомнительные. Без условных знаков оставлены комплексные кларки, не проконтролированные на основании независимых расчетов.

В зависимости от степени достоверности обоих комплексных кларков, можно расчленить химические элементы на несколько групп:

А. Элементы, у которых величины обоих комплексных кларков проконтролированы на основании независимо подсчитанных обоих основных балансовых кларков (табл. 5 и 6).

I группа. Элементы, у которых расхождения проконтролированных величин у каждого из обоих комплексных кларков оказываются небольшими и во всяком случае составляют не более $\times 1{,}5$ раз[1].

К этой группе относятся 15 элементов: магний!, алюминий!, кремний! (если учесть отмеченную выше ошибку), фосфор!, калий!, кальций!, титан!, кобальт!, медь!, цинк!, цирконий!, празеодимий!, гадолиний!, дидимий!, свинец!

II группа. Элементы, у которых расхождения проконтролированных величин у одного из комплексных кларков меньше $\times 1{,}5$ раз, а у другого от $\times 1{,}5$ до $\times 2$ раз. К этой группе относятся 23 элемента: литий?, фтор?, натрий?, хлор?, скандий?, марганец?, ванадий?, железо?, никель?, стронций?, иттрий?, ниобий?, молибден?, иод?, барий?, лантан?, неодимий?, самарий?, эрбий?, иттербий?, гафний?, тантал?, ртуть?

III группа. Элементы, у которых значения проконтролированных величин у каждого из комплексных кларков расходятся от $\times 1{,}5$ до $\times 2$ раз. К этой группе относятся 5 элементов: бериллий?, галлий?, бром?, сурьма?, церий?

---

[1] Здесь и ниже подразумевается кратность по отношению к наименьшему из двух сравниваемых показателей одного и того же комплексного кларка, приводимых у А. П. Виноградова, а также и Турекиана и Ведеполя.

IV группа. Элементы, у которых расхождения для одного из сопоставляемых комплексных кларков не более ×2 раз, а у другого от ×3 раз или $^1/_2$ порядка и более. К этой группе относятся 9 элементов: сера??, германий??, мышьяк??, рубидий??, кадмий??, тулий??, таллий??, торий??, уран??

V группа. Элементы, у которых значения проконтролированных величин для обоих комплексных кларков расходятся от ×3 раз или же на $^1/_2$ порядка и более. К этой группе относятся следующие 3 элемента: бор??, хром??, олово??

Б. Элементы, у которых значения независимо подсчитанных основных балансовых кларков проконтролированы только у одного из комплексных кларков, а для контроля другого не имеется необходимых данных.

VI группа. Элементы, у которых значения величин проконтролированного кларка расходятся менее ×1,5 раз. К этой группе относятся 3 элемета: селен!, европий!, тербий!

VII группа. Элементы, у которых значения величин проконтролированного комплексного кларка расходятся от ×1,5 до ×2 раз. К этой группе относятся 2 элемента: гольмий?, лютеций?

VIII группа. Элементы, у которых значения величин проконтролированного комплексного кларка расходятся от ×3 раз или на $^1/_2$ порядка и более. К этой группе относятся 2 элемента: цезий??, золото??

В. Элементы, у которых не проконтролирован ни один из обоих сопоставляемых комплексных кларков, поскольку основные балансовые кларки этих элементов приведены только у Турекиана и Ведеполя, и эти данные отсутствуют в сводках А. П. Виноградова.

IX группа. К этой группе относятся 12 элементов: углерод, азот, кислород, серебро, индий, вольфрам, висмут, полоний, радон, радий, актиний, протактиний.

Г. Элементы, у которых из-за недостаточности аналитических данных не установлен хотя бы один или же оба комплексных кларка, что не позволяет оценить их баланс с помощью коэффициента *K*.

X группа. К этой группе относятся 20 элементов, в основном летучие и радиоактивные, а именно: водород, гелий, неон, аргон, криптон, технеций, рутений, родий, палладий, теллур, ксенон, прометий, рений, осмий, иридий, платина, астатий, франций, нептуний, плутоний. Для этих элементов не подсчитаны коэффициенты *K*.

Можно наметить четыре причины, которыми объясняются расхождения, установленные в значениях величин комплексных кларков у перечисленных выше элементов различных групп.

1) Различия в методах химического анализа, обусловливающие различную степень точности при определении кларков. Методы эти совершенствуются и поэтому с течением времени точность определения кларков возрастает;

2) Различия, присущие кларкам химических элементов в разных геохимических провинциях. Например, по А. П. Виноградову (1956), стронций и барий имеют повышенные кларки в восточной части Скалистых гор, а также в каледонских интрузиях Шотландии, и пониженные — в Восточной Австралии. Этой же причиной могут обуславливаться различия в значениях кларков у отдельных элементов, устанавливаемые например, в Евразии и в Америке. В частности, аналитические данные по Европе в большой мере представлены в сводках А. П. Виноградова, а данные по Америке — у Турекиана и Ведеполя. Эта региональная причина расхождений может быть устранена путем подсчета средневзвешенных кларков;

3) А. П. Виноградов (1956) указывает на то, что при оценке расхождений, устанавливаемых в величинах кларков, подсчитанных для одних и тех же элементов, может иметь значение также необратимая эволюция земной коры и, следовательно, разный возраст горных пород. В частности, по Ранкаме, в более молодых гранитоидах систематически устанавливается увеличение средних содержаний лития, бериллия, рубидия, редких земель и тантала по сравнению с более древними.

По А. П. Виноградову, подобные возрастные, а также уже отмеченные провинциальные различия в значениях кларков могут объясняться многократным и неравномерным переплавлением различных участков земной коры.

Влияние возраста формаций на точность определения кларков уменьшается тем, что в подсчетах последних преимущественно участвуют анализы более молодых пород начиная с палеозоя;

4) Неправильность метода отбора анализируемых образцов, вследствие чего в число исходных данных, используемых при подсчете кларков, помимо кларковых величин, включаются также антикларковые (см. выше). Эта причина представляется важнейшей, так как она в наибольшей мере влияет на точность подсчета величин коэффициента K.

Первоначально определения кларков у Кларка и А. Е. Ферсмана базировались на данных химических анализов сравнительно ограниченного количества образцов. Вследствие этого они представляли породы с обычными для них кларковыми содержаниями отдельных химических элементов. Позднее, по мере увеличения числа отбираемых образцов, неизбежно расширялся и круг охвата ими горных пород. При этом, помимо обычных пород, в анализы неизбежно включались также породы, характеризующиеся не только кларковым содержанием тех или иных элементов, но также повышенным, антикларковым, свойственным их месторождениям и ореолам последних.

Очевидно, повышение значений кларков сказывалось у тех химических элементов, которые добываются преимущественно из осадочных месторождений; они и составляют подавляющее большинство элементов.

Это приводит к искусственному повышению значений позднее подсчитанных величин большинства кларков. Вследствие этого, величины коэффициента K, подсчитанные на основании позднее установленных кларков, почти всегда оказываются заниженными по сравнению с величинами этого коэффициента, подсчитанными по более ранним расчетам кларков.

В частности, такое снижение отмечается у следующих элементов: литий (+90%, —103%) [1], натрий (+71%, +69%), магний (+25%, +19%), алюминий (+15%, +12%), фосфор (+50%, +30%), калий (+10%, +9%), титан (+47%, +36%), марганец (+90%, +9%), железо (+36%, +9%), торий (+53% [2], +1%), уран (+66% [2], —26%).

Например, содержание фосфора в средней пелитовой породе, по данным Кларка (1924), составляет 0,08%, а по данным А. П. Виноградова (1956, 1957) 0,77%, т. е. в 10 раз выше. Очевидно, последний в число анализов, использованных при подсчете кларков фосфора, включил также большое количество химических анализов фосфоритоносных глин, столь типичных для Русской платформы.

---

[1] В скобках числа обозначают: первое — величины K, рассчитанные по Кларку (1924), второе — по Турекиану и Ведеполю (1961).

[2] Первые значения коэффициента K для тория и урана рассчитаны здесь по данным В. В. Щербины и Д. И. Щербакова (1955).

Поэтому автору представляется более правильной цифра среднего содержания фосфора в пелитовых породах, приводимая Кларком и близкая к соответствующим данным, по Турекиану и Ведеполю. Исходя отсюда, подсчитан коэффициент $K^p = +10\%$. Положительное его значение хорошо согласуется с тем, что фосфор добывается почти исключительно из осадочных формаций. Напротив, в противоречии с этим фактом пересчет кларков фосфора, по А. П. Виноградову, приводит к отрицательному значению коэффициента K^p.

По более ранним данным В. В. Щербины и Д. И. Щербакова (1955), кларки урана и тория в пелитовых породах равняются $1{,}1 \cdot 10^{-4}\%$ и $3{,}3 \cdot 10^{-4}\%$; по А. П. Виноградову (1956, 1957), они соответственно равны $3 \cdot 2 \cdot 10^{-4}\%$ и $1{,}1 \cdot 10^{-3}\%$; по Турекиану и Ведеполю (1961) — $3{,}7 \cdot 10^{-4}\%$ и $1{,}2 \cdot 10^{-3}\%$.

Эти расхождения, по-видимому, можно объяснить тем, что в связи с широким развитием в последние годы поисков месторождений урана (в первую очередь они обнаруживаются в осадочных формациях) в химико-аналитические исследования оказались вовлеченными, помимо осадочных пород с кларковыми содержаниями тория и урана, также породы из ореолов осадочных урановых месторождений.

Поэтому автор склонен считать более близкими к истине более ранние величины кларкового содержания тория и урана, приводимые В. В. Щербиной и Д. И. Щербаковым.

При их пересчете устанавливается положительное значение $K^U = +53\%$ и $K^{Th} = +66\%$. Это хорошо согласуется с тем, что согласно данным II Международной Женевской конференции по мирному использованию атомной энергии, в капиталистических странах 90% урана извлекается из осадочных и осадочно-метаморфогенных месторождений. Напротив, использование кларков тория и урана, приведенных Турекианом и Ведеполем, а также А. П. Виноградовым, приводит к отрицательным значениям K^U и K^{Th}. Поэтому эти кларки кажутся менее точными, чем приводимые В. В. Щербиной и Д. И. Щербаковым.

Отсюда можно сделать вывод, что анализ количественных значений коэффициентов K, устанавливаемых у разных элементов, проводимый с учетом генезиса преобладающей массы их месторождений, в ряде случаев позволяет косвенным образом проконтролировать правильность подсчета их основных балансовых кларков.

Приведенная выше формула (1) и уже рассмотренные способы подсчета коэффициентов K позволяют установить его значения у разных химических элементов для осредненной материковой осадочной породы (включая наземные и морские разновидности), поэтому такие коэффициенты обозначаются $K^x_{ом}$.

Подобным же образом, используя несколько иные формулы, можно подсчитать значения коэффициента K также для отдельных петрографических или же фациальных типов осадочных пород.

В частности, автором подсчитаны значения для следующих разновидностей коэффициента K: 1) для осредненной материковой пелитовой породы (включающей глины и др.) обозначаемый $K^x_г$; 2) для осредненных наземных почвенных материковых пелитовых осадков, обозначаемый $K^x_п$; 3) для осредненных прибрежных морских материковых пелитовых осадков, обозначаемый $K^x_{гм}$; 4) для осредненных глубоководных океанических пелитовых осадков, обозначаемый $K^x_{гг}$.

Для подсчета этих разновидностей коэффициента K используются следующие формулы:

$$K_{\text{г}}^{x} = \frac{M^{x} - S_{\text{г}}^{x}}{M^{x}} 100, \qquad (2)$$

где $S_{\text{г}}^{x}$ обозначает кларк химического элемента x для осредненной пелитовой породы, включающей глины, глинистые сланцы и другие близкие к ним осадочные отложения (подсчитан по данным А. П. Виноградова, 1956, 1957, Турекиана и Ведеполя, 1961).

$$K_{\text{п}}^{x} = \frac{M^{x} - S_{\text{п}}^{x}}{M^{x}} 100, \qquad (3)$$

где $S_{\text{п}}^{x}$ обозначает кларк химического элемента x для осредненной почвы (подсчитан по данным А. П. Виноградова, 1957):

$$K_{\text{гм}} = \frac{M^{x} - S_{\text{гм}}^{x}}{M^{x}} 100, \qquad (4)$$

где $S_{\text{гм}}^{x}$ обозначает кларк химического элемента x для осредненных тер, ригенных прибрежных илов Норвегии (подсчитан по А. Е Ферсману 1934, табл. 4).

$$K_{\text{гг}}^{x} = \frac{M^{x} - S_{\text{гг}}^{x}}{M^{x}} 100, \qquad (5)$$

где $S_{\text{гг}}^{x}$ обозначает кларк химического элемента x, для глубоководных пелитовых илов (подсчитан по данным Турекиана и Ведеполя, 1961).

Наименьший разброс значений различных разновидностей коэффициента K (укладывающийся, примерно, в пределах до 50%) характеризует следующие 33 элемента: бериллий? (все значения его K отрицательные), натрий? (почти все значения K положительные), магний! (то же), алюминий! (невысокие значения $\pm K$) кремний! (то же), калий! (большинство значений K положительные), кальций? (то же) скандий? (то же) титан? (то же), ванадий? (то же), хром?? (большинство значений K отрицательные), медь! (обычно, невысокие значения $\pm K$), галлий? (небольшие отрицательные значения K), ниобий? (положительные значения K), индий (K около $+10, +15\%$), барий? (невысокие $\pm K$), почти все редкие земли!? (положительные значения K у всех их представителей, кроме иттрия?), цирконий? (отрицательные значения K) тантал? (положительные значения K), возможно золото?? (величина K близка к нулю), таллий?? (большинство значений K отрицательные).

У остальных элементов разброс значений коэффициента K более значителен (27 элементов), или же не установлен (34 элемента, преимущественно мало распространенные, радиоактивные или же газообразные).

На рис. 2, составленном по данным табл. 8, показаны изменения значений различных разновидностей коэффициента K, подсчитанных для разных элементов, и возникающих в зависимости от их порядкового номера в периодической системе Д. И. Менделеева.

На этом же рисунке для каждого элемента указана оценка достоверности его комплексных кларков (по табл. 7), а также отмечено какие химические элементы добываются преимущественно из осадочных месторождений (в рамке) и какие — из эндогенных (подчеркнуты).

Рассмотрение рис. 2 показывает наличие тесной связи, существующей между коэффициентом К и периодическим законом Д. И. Менделеева.

1. По границам периодов системы Д. И. Менделеева, завершая их, расположены газообразные и летучие элементы, а именно: галогенные (7-й группы системы Д. И. Менделеева) и инертные (нулевой группы). В последнем случае, коэффициент K часто обладает резко отрицательными значениями, что характерно для поствулканических летучих элементов (бор, хлор, бром, иод, сера, селен, мышьяк).

2. Газообразные и летучие элементы (водород, гелий) целиком слагают первый период системы Д. И. Менделеева (далее не рассматриваемый). Они преобладают во втором периоде (бор, углерод, азот, кислород, фтор, неон), а в последующих четырех периодах играют все более подчиненную роль, группируясь у их окончаний по два или по три. В частности, это наблюдается в конце III, IV, V и VI периодов. В VII периоде эти элементы отсутствуют.

3. Внутри каждого периода наблюдается то нарастание, то убывание значений у различных разновидностей коэффициента K, подсчитанных у разных элементов для разных типов пород.

4. Такие изменения, большей частью происходят согласованно у разных разновидностей коэффициента K. Вследствие этого отображающие их кривые имеют взаимно сопряженную зигзагообразную форму. В частности, это устанавливается для следующих разновидностей коэффициента K: а) для осадочных пород в целом (кривая $K_{ом}$); б) особенно для пелитовых пород (кривая $K_г$); в) для почв (кривая $K_п$); г) для глубоководных пелитовых илов (кривая $K_{гг}$).

5. У элементов, относящихся к одной и той же группе в таблице Менделеева, величины коэффициента K неодинаковы, хотя нередко близки друг другу (например, у щелочных земель, у цинка и кадмия, фосфора и ванадия, ниобия и тантала, циркония и гафния, в элементах семейства железа). В группе редких земель значения коэффициента K в пределах отдельных разновидностей последнего ($K_{ом}$, или $K_г$, или $K_{гг}$) в подавляющем большинстве случаев поразительно близки друг другу (кроме крайних членов ряда редкоземельных элементов). Это указывает на закономерную связь их геохимических свойств со строением атомов.

6. Большинство элементов с нечетными порядковыми номерами на ряде сопряженных кривых, отвечающих разным разновидностям коэффициента K, характеризуется возрастанием значений последнего, по сравнению с его значениями у смежных четных элементов на той же кривой. В частности, это наблюдается на кривой значений коэффициента K в таких случаях: а) у большинства элементов 1-й группы (щелочи, возможно, кроме рубидия и цезия[1]); б) почти у всех элементов 3-й группы (кроме алюминия и лантана, начальных и конечных членов ряда редких земель); в) у большинства элементов 5-й группы; в ней это менее четко выражено у ванадия и не проявляется у пятивалентных элементов, относящихся ко второй половине IV, V и VI периодов, включая мышьяк, сурьму (которые имеют резко отрицательные значения коэффициента K) и, вероятно, висмут; г) у некоторых элементов 7-й группы (в частности у марганца) и 8-й группы (у железа, кобальта, при промежуточном или отрицательном положении никеля).

7. Напротив, большинство четных элементов находится на минимумах кривых, изображающих изменения значений коэффициентов $K_{ом}$, в частности: а) почти все элементы 2-й группы (менее четко у щелочных

[1] Отрицательные значения коэффициентов $K_{ом}$ у рубидия и цезия противоречат преимущественной добыче их из осадочных месторождений и, возможно, требуют уточнения. Они подсчитаны только по данным А. П. Виноградова (1956).

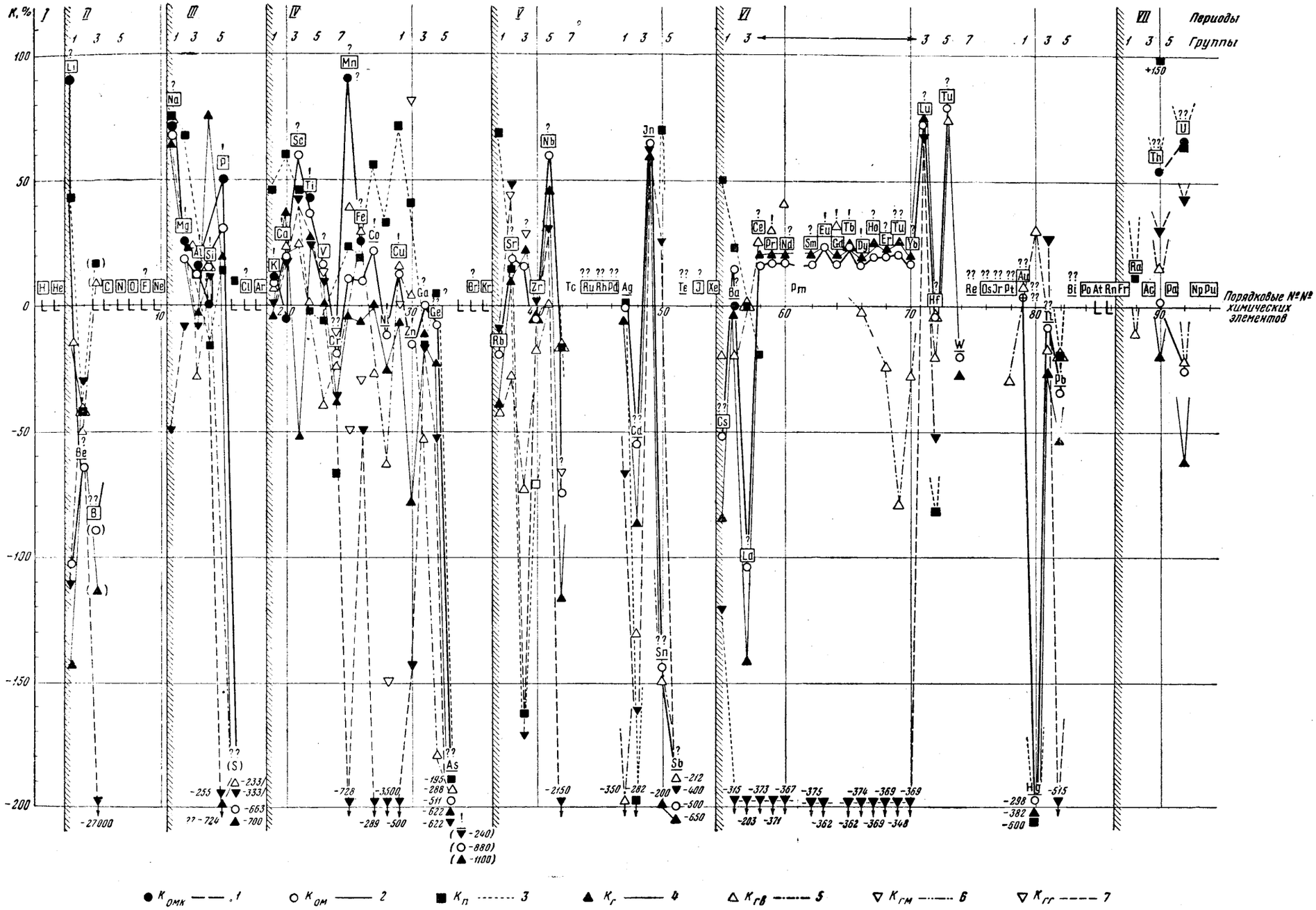


Рис. 2. Коэффициенты (K) средней геохимической концентрации нелетучих химических элементов, условно подсчитанные и для некоторых летучих (Δ в скобках). По В. И. Попову, 1962 г.

L — газообразные и летучие элементы; !,? и ?? — степень достоверности главных балансовых кларков (! — удовлетворительные; ? — условно удовлетворительные; ?? — сомнительные).
1 — $K_{омк}$ — усредненная материковая осадочная порода (подсчитан по данным Кларка, 1924); *2* — $K_{ом}$ — то же (подсчитан по данным Турекиана и Ведеполя, 1961); *3* — $K_{п}$ — усредненная почва (подсчитан по данным А. П. Виноградова, 1957; *4* — $K_{г}$ — усредненная пелитовая порода (подсчитан по данным Турекиана и Ведеполя, 1961); *5* — $K_{гв}$ — то же (подсчитан по данным А. П. Виноградова, 1956); *6* — $K_{гм}$ — усредненные морские терригенные илы (подсчитан по данным А. Е. Ферсмана, 1934); *7* — $K_{гг}$ — глубоководные пелитовые илы (подсчитан по данным Турекиана и Ведеполя, 1961)

земель, которые часто занимают промежуточные положения на кривой $K_{ом}$, а барий находится даже на максимуме ее); б) почти все элементы 4-й группы, среди которых лишь титан и, возможно, кремний (по некоторым данным) занимают промежуточные положения; в) все элементы 6-й группы (сера, хром, селен, молибден, вольфрам, возможно теллур и уран).

8. Приведенные выше данные, говорящие о наличии зависимости между величиной коэффициента K и номером группы, к которой относится данный элемент, также указывают на то, что этот коэффициент в известной мере зависит от строения электронных оболочек атомов, а также, возможно, от заряда ядра.

9. Еще А. Е. Ферсман (1925) отметил, что атомы элементов с четными порядковыми номерами, сложенные из четного числа протонов парных и в особенности четверных (т. е. элементы 4-й и 8-й групп), отличаются наибольшей прочностью. Поэтому они преимущественно накапливаются в глубоких земных оболочках, оттесняя менее стойкие и более подвижные нечетные к периферии планеты в осадочную гидросферу и атмосферу. Здесь нечетные элементы испытывают наиболее энергичные миграции и потому преимущественно образуют свои месторождения в осадочных формациях.

10. Со свойствами и строением ядер атомов следует связать также своеобразные особенности и различия, устанавливаемые на кривых значений различных разновидностей коэффициента K, в каждом периоде системы Д. И. Менделеева в отдельности, а также в разных периодах.

11. Обычно в начале и в середине каждого такого периода наблюдаются наименее резкие колебания значений различных разновидностей коэффициента K и наименьший их разброс; в середине же каждого периода и особенно в его конце эти колебания и степень разброса значений коэффициента K все более возрастают.

12. В начале каждого периода элементы 1-й и 3-й групп, на ряде сопряженных кривых, обычно характеризуются наибольшими положительными максимумами на кривых значений K. Эти максимумы разделяются минимумами, которые характеризуются положительными, реже отрицательными значениями разновидностей коэффициента K. Отмеченные максимумы разбираемых кривых обычно снижаются во второй половине каждого периода системы Д. И. Менделеева, а минимумы все более углубляются ближе к окончанию таких периодов (IV, V и VI). В конце каждого периода наблюдаются наибольшие и резче всего выраженные минимумы, характеризующие значения коэффициента K у элементов четных групп (6-й и 8-й).

13. Вследствие этого общий зигзагообразный ход кривых, изображающих изменения значений коэффициента K, оказывается несколько несимметричным в пределах каждого периода: эти кривые, в целом, зигзагообразно снижаются от начала периода к его окончанию, где расположены летучие галогенные элементы 7-й группы и газообразные нулевой.

14. Если исключить резко отрицательные значения коэффициента K, наблюдаемые во всех периодах системы Д. И. Менделеева у обычных нелетучих элементов в глубоководных глинах, то можно отметить некоторые характерные отличия, наблюдаемые в общем ходе кривых значений коэффициента K в разных периодах и перечисляемые ниже.

15. II период, наряду с преобладанием в нем наиболее подвижных летучих элементов, отличается от остальных периодов наиболее резким разбросом и наиболее резкими колебаниями значений коэффициентов K

в первой своей половине: от +90% (литий) до —168% (бор), при резком сокращении или отсутствии промежуточных значений.

16. В III и IV периодах наиболее типично выражены уже отмеченные общие особенности строения кривых значений коэффициента K, в частности, резко проявляется их асимметричность. Отчетливо преобладают здесь средние значения этого коэффициента, обычно колеблющиеся в пределах от +80%, +90% до —70% —87%. Только у окончаний обоих этих периодов появляются резкие минимумы значений коэффициентов K: от —195% и до —1100%.

17. В V периоде сохраняется примерно, такая же амплитуда колебаний кривых значений коэффициента K. Однако в целом величины этих коэффициентов здесь снижаются по сравнению с предыдущими периодами. Это особенно чётко проявляется в области положительных значений этого коэффициента, т. е. в первой половине данного периода. В связи с этим значения коэффициента K в этом периоде колеблются от +68% до —76%, реже до —118 и до —172%. В конце периода также наблюдаются резкие минимумы до —212 и —650 (сурьма).

18. В VI периоде еще более уменьшаются амплитуды колебаний значений K и особенно положительных его значений, причем заметно повышаются отрицательные значения. Величина коэффициента K на кривых, изображающих изменения различных его разновидностей, колеблется от +88%, а чаще от +30% или +25% до —80% или даже до —105%, —143%. Наиболее низкие значения коэффициента K опять устанавливаются в конце периода, где они опускаются до —298%, —600% (ртуть) и до —515% (свинец).

Специфической особенностью является наблюдаемое в VI периоде резкое преобладание редкоземельных элементов. Это обстоятельство, при свойственном редким землям однообразии величин коэффициентов K, способствует еще большему общему выравниванию амплитуд колебаний значений на кривых коэффициента K в пределах VI периода.

19. Такое снижение и выравнивание этих кривых, по-видимому, еще более сказывается на VII периоде. Он, как и конец предыдущего периода, образован преимущественно неустойчивыми, радиоактивными элементами, а также платиноидами. Значения коэффициента K колеблются здесь чаще всего в пределах от +65% (редко +150%) и до —26% (—62%). Однако это снижение в меньшей мере касается положительных значений коэффициентов K: они в некоторых случаях даже повышаются в этом периоде (до +150% — торий), т. е. оказываются более высокими, чем в любом из предыдущих периодов.

20. Максимумы и минимумы на кривых значений коэффициента K, подсчитанных для отдельных типов пелитовых пород, выражены резче и гораздо больше отклоняются кверху и книзу от средней и от нулевой линии, чем то наблюдается на кривой $K_{ом}$.

21. При этом кривая значений коэффициента $K_{п}$ большей частью располагается выше кривой значений коэффициента $K_{ом}$ (кроме $K_{п}$ для лития, кремния, фосфора, скандия, титана, ванадия, марганца, галлия, иттрия, циркония, кадмия, церия, гафния, т. е. элементов, способных образовывать рудные месторождения в глубоководных морских илах).

22. Кривая значений коэффициента $K_{г}$, т. е. подсчитанных в среднем для всех пелитовых пород, по данным Турекиана и Ведеполя, обычно располагается немного ниже, чем кривая $K_{ом}$ у большинства химических элементов (кроме кремнезема, редких земель и других элементов, образующих месторождения в глубоководных илах).

23. Обычно еще ниже располагается кривая значений коэффициента $K_{гв}$, т. е. подсчитанных для пелитовых пород по А. П. Виноградову.

Такое снижение значений этой разновидности коэффициента геохимической вероятности образований осадочных месторождений, возможно, объясняется тем, что данный исследователь в произведенные им подсчеты кларков включил особенно много анализов платформенных глин, в которых, в общем, содержится меньше рудных осадочных месторождений, чем в отложениях иных формационных рядов.

24. Значения коэффициента $K_{гм}$, т. е. подсчитанные для морских пелитовых илов и в особенности коэффициента $K_{гг}$, т. е. для глубоководных их разновидностей чаще располагаются еще ниже. В частности, значения коэффициента $K_{гг}$ для глубоководных пелитовых илов часто выходят за нижнюю границу графика, изображаемого на рис. 2. Столь значительное снижение значений коэффициента $K_{гг}$ объясняется, по-видимому, отчасти низкой рудоносностью глубоководных илов; отчасти же это связано с тем, что при подсчете кларков из числа химических анализов этих илов исследователями не были исключены такие разновидности, которые включают конкреции с высоким содержанием ряда рудных элементов.

Таким образом, на рис. 2 показана закономерная связь, существующая между изменениями значений коэффициента K и другими периодическими изменениями особенностей химических элементов, происходящими согласно закону Д. И. Менделеева. Существование такой сопряженности в известной мере подкрепляет обоснованность большинства подсчитанных нами значений коэффициентов K, хотя они, несомненно, еще потребуют дальнейшей проверки и уточнения.

В связи с этим следует отметить также наличие и других закономерностей устанавливаемых в изменениях значений коэффициента K у разных химических элементов и находящихся в зависимости от общих геохимических особенностей последних.

Элементы, близкие друг другу по своим геохимическим свойствам, обычно характеризуются близкими значениями коэффициента K.

Так, для редких земель типична очень большая близость величины коэффициента K. Это наблюдается в материковых осадках, в которых значения коэффициента $K_{ом}$ колеблются от +15% до +23% (только у лантана —10% и у лютеция +72%); также в глубоководных океанических, где значения коэффициента $K_{гг}$ изменяются от —315% до —375% (только у лантана= —203% и у иттрия= —173%). Такая поразительная близость значений коэффициента K у длинного ряда химически сходных элементов тоже указывает на закономерный характер этого коэффициента.

У других химических элементов, близких между собой в химическом отношении или же изоморфно замещающих друг друга, в ряде случаев тоже устанавливаются близкие величины этого коэффициента. Сюда относятся, например: а) литий и натрий; б) скандий и торий; в) тантал, ниобий и фосфор: г) титан и железо; д) щелочноземельные элементы; е) ванадий и алюминий (часто накапливаются в решетках минералов вследствие изоморфизма полуторaокислов); ж) алюминий и кремний (совместно располагаются в решетках алюмосиликатов); з) железо, кобальт, магний, кальций, стронций, радий и барий; и) медь, золото и серебро; к) гафний и цирконий; л) галлий и германий (накапливаются в золе углей); м) галлий и таллий; н) никель и цинк; о) никель и хром (накапливаются в ультраосновных породах); п) рубидий и цезий; р) бериллий, бор и вольфрам (концентрируются в кислых магмах и их производных); с) молибден и олово (отлагаются в грейзенах); т) ртуть, сурьма и мышьяк (обособляются в телетермальных месторождениях); у) сера и селен (совместно находятся в сульфидных рудах).

Возможно, что такая взаимная сопряженность в концентрациях геохимически сходных рудных элементов объясняется также в свете представлений А. С. Уклонского согласно которым в мельчайшие протокристаллы входят такие химические элементы, изотопы которых близки друг к другу по величине радиусов ионов.

В связи с этим мы с большей уверенностью можем опираться на анализ величин K у отдельных элементов при оценке возможности преимущественной их концентрации в осадочных месторождениях или же в эндогенных.

С этой целью в табл. 8 все химические элементы расположены в один ряд, в котором они размещаются по убывающей величине значений коэффициента $K_{ом}$. Его можно назвать «рядом убывающей геохимической вероятности образования осадочных месторождений различных химических элементов».

При определении местонахождения в нем отдельных химических элементов возникли затруднения при рассмотрении тех из них, для которых значения коэффициента $K_{ом}$ подсчитаны автором в двух вариантах, а именно: 1) по данным Кларка (1924) и 2) по данным К. К. Турекиана и К. И. Ведеполя (1961). В этом случае предпочтение было отдано значениям коэффициента $K_{ом}$, подсчитанным по данным Кларка.

В табл. 8 показано также, какие элементы преимущественно добываются из осадочных месторождений и какие — из эндогенных (выделено полужирным). В отмеченном ряду (табл. 8) все химические элементы в зависимости от знака $K_{ом}$, расчленены на 4 группы, последовательно сменяющие друг друга:

I группа. Элементы, дефицитные в обычных осадках, вследствие этого имеющие положительные значения коэффициента $K_{ом}$ и потому преимущественно концентрирующиеся в осадочных месторождениях. Эта группа включает следующие 37 элементов:

25. *Марганец*?
71. Лютеций?
49. *Индий*?
90. *Торий*?
26. *Железо*?
63. *Европий*!
67. *Гольмий*?
38. *Стронций*?
60. *Неодимий*?
64. *Гадолиний*!
70. *Иттербий*?
23. *Ванадий*?
14. *Кремний*!
19. *Калий*!
3. *Литий*?
14. *Натрий*?
21. *Скандий*?
15. *Фосфор*!
12. *Магний*!
69. *Тулий*??
68. *Эрбий*?
59. *Празеодимий*!
62. *Самарий*?
66. *Дидимий*!
39. *Иттрий*?
58. *Церий*?
29. *Медь*!
78. *Тантал*?
92. *Уран*?
41. *Ниобий*?
22. *Титан*!
65. *Тербий*!
27. *Кобальт*!
20. *Кальций*!
и, по-видимому,
13. *Алюминий*!
88. *Радий*
79. *Золото*?

Из их числа 32 элемента имеют положительное значение коэффициента $K_г$ и только у 5 элементов (выделено курсивом) оно отрицательное.

Соответственно положительному знаку коэффициента $K_{ом}$, почти все эти 37 элементов, кроме индия и кобальта, действительно преимущественно извлекаются из осадочных месторождений.

Имея в виду удовлетворительную степень достоверности основных балансовых кларков у кобальта, а также очень малый разброс значений у различных разновидностей коэффициента K у индия и положительное значение их коэффициента $K_{ом}$ следует поставить в осадочных формациях поиски месторождений обоих этих элементов. В частности, кобальт накапливается в медистых песчаниках Ферганы (Наукат) и протяженного Южно-Тяньшаньского меденосного пояса. Индий накап-

ливается в пиритовых и марказитовых конкрециях, образующихся в углях (Л. В. Пустовалов, устное сообщение).

II группа. Элементы равновесные. Значение коэффициента $K_{ом}$ близко к нулю (от +1% до —1%) и потому эти элементы в равной мере концентрируются в осадочных и эндогенных месторождениях. Эта группа включает 3 элемента: 56 *барий?*, 31 *галлий?* и 47 *серебро.*

У всех этих элементов установлены отрицательные значения коэффициента $K_г$. С относительно низкими значениями коэффициента $K_{ом}$, установленными у этих элементов, хорошо согласуется тот факт, что они преимущественно добываются из эндогенных месторождений. Однако известны промышленные концентрации галлия — в золе углей и серебра — в медистых песчаниках, что хорошо согласуется с переходным положением этой небольшой группы химических элементов, располагающейся по границе между I и III группами.

III группа. Элементы избыточные в осадках, имеющие вследствие этого отрицательные значения $K_{ом}$ и потому преимущественно концентрирующиеся в эндогенных месторождениях. Эта группа включает 22 элемента:

72. *Гафний?*
32. *Германий??*
28 *Никель!*
24. *Хром??*
74. *Вольфрам?*
55. *Цезий??*
5. *Бор??*
51. *Сурьма?*
40. *Цирконий!*
81. *Галлий??*
30. *Цинк!*
37. *Рубидий??*
82. *Свинец!*
48. *Кадмий??*
57. *Лантан?*
33. *Мышьяк??*
4. *Бериллий?*
50. *Олово??*
16. *Сера??*
42. *Молибден?*
80. *Ртуть?*
34. *Селен!*

У всех этих элементов установлено отрицательное значение $K_г$.

Несмотря на отрицательное значение коэффициента $K_{ом}$ у всех этих элементов, восемь из них, а именно: гафний, цирконий, германий, рубидий, цезий, бор, лантан, сера добываются преимущественно из осадочных месторождений. Это отчасти связано с тем, что три первых элемента из их числа имеют сравнительно высокие, хотя и отрицательные значения коэффициента $K_{ом}$ (не менее —8%); еще у двух следующих, а именно у рубидия и цезия, они также еще не слишком малы, составляя —20% и —52%; только у бора и лантана этот коэффициент приближается к —100% и еще более снижается у серы.

Получение ряда этих элементов, характеризующихся отрицательными значениями коэффициента K, преимущественно из осадочных месторождений обусловлено главным образом возможностью их извлечения из легко обогащающихся осадочных руд. Так, германий в основном извлекается из золы углей, гафний, цирконий и лантан — из россыпей, рубидий, цезий, бор — из солей и сера — из легкоплавких руд самородной серы. Следовательно, преимущественная добыча этих элементов из осадочных месторождений обусловлена не столько геохимическими предпосылками, сколько технологическими и технико-экономическими.

Это указывает на то, что геохимический коэффициент вероятности образования осадочных месторождений необходимо отличать от реальной, экономически обусловленной преимущественной значимости осадочных или же эндогенных месторождений данного элемента.

Помимо того, в III группе находятся еще галлий, никель, цинк, свинец и кадмий, у которых коэффициенты $K_{ом}$ также имеют сравнительно не столь низкие отрицательные значения (не менее —52%). Этим может объясняться наличие крупных промышленных осадочных месторождений свинца и цинка, а также значительных концентраций никеля в коре выветривания серпентинитов.

Судя по этим же данным не исключается возможность нахождения промышленных осадочных месторождений галлия вместе с сернистыми соединениями (хотя надо учесть при этом, что подсчитанное для этого элемента значение коэффициента $K_{\text{ом}}$ основано на малодостоверных значениях основных балансовых кларков). Даже молибден с довольно низким отрицательным значением $K_{\text{ом}}$, равным —75%, иногда находится в промышленных концентрациях в осадочных месторождениях (в медистых песчаниках и особенно в кремнисто-углеродистых формациях).

IV группа объединяет все прочие элементы, кларки которых еще недостаточного изучены и потому для них не установлены значения коэффициента $K_{\text{ом}}$. Эта группа включает 32 элемента, в том числе:

а) 15 летучих и газообразных элементов:

1. *Водород* 2. *Гелий* 6. *Углерод*
7. *Азот* 8. *Кислород*
9. *Фтор*? 10. *Неон*
17. *Хлор*? 18. *Аргон*
35. *Бром*? 36. *Криптон*
53. *Иод*? 56. *Ксенон*
85. *Астатий* 86. *Радон*

Все эти элементы, кроме фтора, извлекаются преимущественно из осадочных месторождений или же из вадозовых газовых струй и из гидросферы;

б) 9 элементов с недостаточно выявленными кларками, в том числе 52 *теллур*, 83 *висмут* и 75 *рений* (добываются из эндогенных месторождений); и все платиноиды: 44 *рутений*, 45 *родий*, 46 *палладий*, 76 *осмий*, 77 *иридий*, 78 *платина* (добываются преимущественно из осадочных россыпных месторождений);

в) редкие радиоактивные элементы

84. Полоний *85. Астатий*[1]
86. Радон[1] *87. Франций*
89. Актиний *78. Протактиний*
93. Нептуний *99. Плутоний*

Все они накапливаются преимущественно в осадочных месторождениях, так как связаны с радиоактивными превращениями урана и тория, которые в основном концентрируются в осадочных рудах;

г) два элемента, пока не установленные в земной коре, вероятно, в силу крайне малого в ней распространения: 43 *технеций* и 61 *прометий*.

Таким образом, в IV группе, из общего количества входящих в нее 32 химических элементов, 26 элементов концентрируются преимущественно в осадочных месторождениях.

Суммируя все сказанное выше, заметим, что следующие 64 химических элемента извлекаются (или могли бы извлекаться) также преимущественно из осадочных месторождений (включая вадозовые воды и газы): водород, литий, бор, углерод, азот, кислород, неон, натрий, магний, алюминий, кремний, фосфор, сера, хлор, аргон, калий, кальций, скандий, титан, ванадий, марганец, железо, медь, германий, бром, криптон, рубидий, стронций, иттрий, цирконий, ниобий, рутений, радий, палладий, иод, ксенон, цезий, лантан, церий, празеодимий, неодимий, самарий, европий, гадолиний, тербий, дидимий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, гафний, тантал, осмий, иридий, платина, золото, полоний, радон, радий, актиний, торий, протактиний, уран.

[1] Астатий и радон уже упоминались выше в числе газообразных химических элементов.

Преимущественно из эндогенных месторождений (включая изглубинные ювенильные газовые струи) извлекаются следующие 22 химических элемента: гелий, бериллий, фтор, хром, кобальт, никель, цинк, галлий, мышьяк, селен, молибден, серебро, кадмий, индий, олово, сурьма, теллур, барий, вольфрам, рений, ртуть, висмут.

Следующие 6 элементов пока не обнаружены в земной коре в промышленных или достаточно ощутимых количествах: технеций, прометий, астатий, франций, нептуний, плутоний.

Приведенные выше данные о балансе химических элементов в осадочной оболочке и о значениях их коэффициентов K, в ряде случаев объясняют, почему из осадочных месторождений извлекается сейчас основная масса полезных ископаемых, по своей ценности резко преобладающая над различным минеральным сырьем, добываемым из эндогенных месторождений. Поэтому следует предположить, что предложенный автором кларковый метод оценки баланса химических элементов в земной коре в дальнейшем мог бы стать одним из немаловажных способов прогнозирования общей перспективности тех или иных осадочных формаций в отношении определенных видов полезных ископаемых.

Однако в этом направлении предстоит еще проделать большую работу. Во-первых, многие элементы вообще не затронуты в этой статье из-за отсутствия необходимых цифровых данных. Во-вторых, этот метод следует подвергнуть дополнительной разработке и усовершенствованию с целью применения для установления и объяснения перспективности разных полезных ископаемых не только в осадочной оболочке в целом, чему посвящена эта статья, но и в отдельных геологических регионах, а также и в отдельных типах осадочных формаций.

Возможность применения кларкового метода для целей регионального прогнозирования осадочных рудных месторождений представляется вполне реальной.

В качестве примера сошлемся на результаты изучения среднего химического состава 400-метровой толщи молодых осадочных пород Киева (по П. Н. Чирвинскому, табл. 3). При его сравнении со средним составом магматических пород, можно заметить, что в осадках данного района устанавливается кларковый дефицит ряда элементов, таких как железо, марганец, магний, натрий, фосфор, титан и др. Но он компенсируется наличием в данном районе крупных рудных месторождений этих элементов. Напомним, в частности, о крупных залежах керченских железных руд и никопольских марганцевых, а также больших скоплениях магния и натрия в соляных залежах Днепровско-Донецкой мульды, широко распространенных в ней меловых фосфоритных месторождениях, значительных россыпях титановых минералов около Украинского кристаллического массива и др.

Очевидно, кларковый метод оценки вероятности, образования осадочных месторождений сохраняет свое принципиальное значение при подсчете как «мировых» значений коэффициентов K, так и местных, региональных, необходимых для того, чтобы применить кларковый метод при региональных прогнозах осадочных полезных ископаемых. С этой целью необходимо прежде всего накапливать данные валовых химических анализов осадочных пород и формаций, развитых в данном районе, вычислять средний химический состав последних и сравнивать его со средним химическим составом более древних магматических пород и формаций, служивших источником питания для осадочных пород.

Для подсчета значений коэффициента K по каждому отдельному

Среднее содержание литофациальных элементов (весовые кларки) в литосфере, в извe нии: колонок г, д, ж, з, и, с колонкой б и колонки е с колонкой в; K — коэффициент

Окислы	Вся литосфера	Средний состав изверженных пород на материках	Средний состав пород кристаллических щитов *	На материках			
	Полдерварт, 1955—1957	Кларк, 1924	Полдерварт, 1955—1957	Лизс и Мид, 1915 **		Кларк, 1924 ***	
	а	б	в	г		д	
SiO_2	55,2	59,12	66,6	62,20	+	58,53	—
TiO_2	1,6	1,05	0,7	0,62	—	0,56	—
Al_2O_3	15,3	15,34	14,8	14,38	—	13,07	—
Fe_2O_3	2,8	3,08	2,0	3,78	+	3,37	+
FeO	5,8	3,80	3,2	2,24	—	2,00	—
MnO	0,2	0,12	0,1	—		Следы	—
MgO	5,2	3,49	2,4	2,85	—	2,51	—
CaO	8,8	5,08	3,6	6,33	+	5,44	+
Na_2O	2,9	3,84	3,1	1,22	—	1,10	—
K_2O	1,9	3,13	3,3	3,07	—	2,81	—
P_2O_5	0,3	0,30	0,2	0,15	—	0,15	—
CO_2	—	0,10	—	5,78	+	4,94	+
SO_3	—	—	—	0,58		0,54	+
H_2O	—	1,15	—	3,47	+	4,78	+
C	—	Нет	—	—		0,65	+
Cl	—	0,05	—	—		Следы	—
F	—	0,03	—	—		—	
Li_2O	—	0,01	—	—		Следы	—
BaO	—	0,05	—	—		0,05	=
U****	—	$3{,}3\cdot10^{-4}$	—	—		$.10^{-4}$	+
ThO_2****	—	$1{,}1\cdot10^{-3}$	—	—		$3{,}3.10^{-4}$	+

* 80% кварцево-полевошпатовых гнейсов, 20% амфиболитов.
** 82% пелитовых пород, 12% песчаных, 6% карбонатных.
*** 80% пелитовых пород, 15% песчаных, 5% карбонатных.

району и для каждого химического элемента в отдельности можно применить следующую методику.

А. Установление средневзвешенных основных балансовых кларков, а также комплексного кларка $S^x_{ом}$, для изучаемых осадочных формаций.

1. Выделить в измеренном разрезе отдельные осадочные формации (перерывные, наземные, прибрежные, удаленные от берегов), или отдельные ритмосерии, или отдельные формационные ряды (например, платформенные или же геосинклинальные).

2. В каждой изучаемой формации или ритмосерии или формационном ряду определить процентные мощностные (или объемные) соотношения для четырех главных групп осадочных пород, а именно: а) песчаных (вместе с алевритовыми); б) пелитовых (вместе с пело-алевритовыми); в) карбонатных (содержащих более 50% карбонатов кальция и магния); г) галогенных (сульфатных, хлоридных).

3. Проанализировать достаточное количество образцов, взятых в каждой из этих четырех групп пород, определив в них содержание ли-

Таблица 3

рженных и осадочных породах; + или — означают избыток или недостаток при сравне- ±концентрации элемента в осадочных месторождениях при сравнении тех же колонок

Средний состав осадочных пород									
внутриконтинентальные отложения				окраинноматериковые молодые складчатые пояса		окраинноматериковые отложения шельфа и континентального склона		глубоководные океанические отложения	все отложения континентальные и океанические
400 *м* колонна осадков Киева		все материки							
П. Н. Чирвинский, 1917		Полдерварт 1955—1957							
е		ж		з		и		к	л
78,36	+	60,6	—	51,9	—	43,2	—	28,5	44,5
0,44	—	0,4	—	0,5	—	0,7	—	0,4	0,6
5,15	—	8,9	—	11,4	—	11,6	—	8,1	10,9
3,11	+	2,4	+	2,6	—	4,6	+	5,0	4,0
0,35	—	1,2	—	2,0	—	0,6	—	—	0,9
—		—		—		0,3	+	0,6	0,3
0,60	—	2,9	+	3,8	+	2,4	—	1,8	2,6
4,81	+	10,6	+	12,6	+	21,1	+	30,5	19,7
0,13	—	0,8	—	1,3	—	1,1	—	0,8	1,1
0,34	—	2,1	—	2,4	—	1,8	—	1,2	1,9
0,20	=	0,1	—	0,1	—	0,1	+	0,2	0,1
3,97	+	10,0	+	11,4	+	12,5	+	22,9	13,4
0,45		—		—		—		—	—
3,50	+	—		—		—		—	—
—		—		—		—		—	—
—		—		—		—			—
									—

**** Данные В. Н. Щербины и Д. И. Щербакова, 1955. При пересчете среднего содержания в материковых магматических породах принято 1/3 базальта и 2/3 гранитоидов.

тофильных и малых акцессорных элементов методами точного химического или квантометрического анализа (желательно проверить применимость для производства приближенных расчетов по кларковому методу также обычных методов массового количественного спектрального анализа по десятибальной шкале Клера). Чтобы достигнуть нужной точности, желательно привлекать для подсчета кларка каждого элемента около 200—250 таких анализов (согласно статистическим расчетам А. Б. Вистелиуса).

4. В каждой из четырех групп осадочных пород и для каждого элемента в отдельности построить гистрограммы частот встречаемости его процентных содержаний, или же использовать готовые стандартные гистрограммы по каждой из этих групп пород. Такие гистрограммы необходимы, чтобы с их помощью выделить и оставить для подсчета кларков только такие данные, которые близки к среднему модальному содержанию данного элемента, отбросив все избыточно высокие, т. е. антикларковые его концентрации, например, превышающие кларковые

Таблица 4

Среднее содержание менее подвижных рудных, малых и акцессорных элементов, по А. Е. Ферсману, 1934; K — коэффициент геохимической концентрации элемента в осадочных месторождениях (в %) при сравнении столбцов 3 и 2

Окислы	Весовые кларки			Атомные кларки					
	Кларк, 1924			элементы	материковая земная кора + + гидросфера + атмосфера	глины Норвегии		морские терригенные илы	
	изверженные породы материков	осадочные породы материков	K %			%	K, %	%	K, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
14 SiO_2	59,12	58,53 *	~0						
22 TiO_2	1,05	0,56—	+47	Ti	0,22	0,20	+10	0,35 +	— 37
13 Al_2O_3	15,34	13,07—	+15	Al	4,80	6,60+	—27	6,02 +	— 19
26 Fe_2O_3	3,08	3,37+	— 9	Fe	1,31	1,72+	—31	1,70 +	— 30
26 FeO	3,80	2,00—	+48 +35						
25 MnO	0,12	сл —	+90?	Mn	0,02	—	?	0,03 +	— 50
12 MgO	3,49	2,51—	+25	Mg	0,05	—	—	0,06 —	+ 20
20 CaO	5,08	5,44+	— 6						
11 Na_2O	3,84	1,10—	+71						
19 K_2O	3,13	2,81—	+10						
6 C	Нет ?	0,65+		C	0,51	—	—	2,51 +	—
15 P_2O_5	0,30	0,5 —	+50	P	0,07	0,06	+14	0,05 —	+ 28
17 Cl	0,05	Следы —	?						
9 F	0,03	—?	?						
40 ZrO_2	0,04	—?	?						
23 V_2O_5	0,03	—?	?	V	0,007	—		0,006—	— 14
24 Cr_2O_3	0,05	—?	?	Cr	0,009	—		0,01 +	— 11
57—71 Tr_2O_3	0,02	—?	?						
56 BaO	0,05	0,05=	0	Ba	0,006	—		0,006=	0
38 SrO	0,02	—?	?	Sr	0,007	—		0,004—	+ 43
28 NiO	0,03	—?	?	Ni	0,006	—		0,015+	—150
3 Li_2O	0,01	Следы ?	+90						
29 Cu	0,01	—?	?	Cu	0,003	—		0,003=	0
30 Zn	0,014	—?	?	Zn	0,005	—		0,001—	+80
82 Pb	0,002	—?	?	Pb	0,001	—		0,001=	0
90 Th**	0,0011	0,000339—	+70						
92 U**	0,000339	0,000120—	+66						

* По Лизсу и Миду 62,6% (K = +5%).

** По данным В. Н. Щербины и Д. И. Щербакова, 1955 (при пересчете их данных в табл. 1 принято соотношение: 1/3 базальта, 2/3 гранита).

в 2—3 раза или более. Этот последний предел следует установить для каждого химического элемента в отдельности с учетом данных изучения ореолов его осадочных месторождений. Он должен отвечать самым низким ореольным содержаниям элемента, устанавливаемым в осадочных его месторождениях в формациях изучаемого типа.

5. После отбрасывания антикларковых, т. е. рудных и ореольных концентраций, на основании оставшихся прочих (кларковых) содержаний необходимо подсчитать среднее арифметическое содержание каждого химического элемента (его кларк), для каждой из четырех групп осадочных пород в отдельности.

6. Подсчитать средневзвешенные комплексные кларки S^x для каждого элемента на основании данных о среднем его содержании

Таблица 5

Средние содержания химических элементов в магматических породах и в пелитовых осадочных, по А. П. Виноградову (1956—1957)

Элемент	Весовые кларки (%) по Виноградову (1957)								
	ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты)	основные породы (базальты, диабазы, габбро, нориты и др.)	средние породы (андезиты, диориты)	кислые породы (липариты, кварцевые порфиры, гранитоиды)	средняя материковая магматическая порода (1/3 базальтов, 2/3 гранитоидов) по пересчету В. И. Попова	пелитовые осадочные породы, (глины, сланцы)	$K_г$, %	почвы	$K_п$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3 Li	$2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5{,}2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	—15	$3 \cdot 10^{-3}$	+43
4 Be	$(2 \cdot 10^{-5})$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	—	$5{,}5 \cdot 10^{-4}$	$4{,}2 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	—67	$6 \cdot 10^{-4}$	+43
5 (Л) B	$(4 \cdot 10^{-3})$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	+8	$1 \cdot 10^{-3}$	+16
6 (Л) C	$(1 \cdot 10^{-2})$	$(1 \cdot 10^{-2})$	—	$3 \cdot 10^{-2}$	$2{,}3 \cdot 10^{-2}$	1,2	—	2,0	—
7 (Л) N	—	—	—	$3{,}6 \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-1}$	—	$1 \cdot 10^{-1}$	—
8 (Л) O	43,00	44,80	46·10	48,66	47,37	51,84	—	49,0	—
9 (Л Р) F	$(1{,}10^{-2})$	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$6{,}6 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-2}$	—
11 (Р) Na	0,57	1,94	3,0	2,77	2,56	0,66	+74	0,63	+75
12 (Р) Mg	14,10	4,50	2,18	0,56	1,88	1,34	+23	0,63	+67
13 Al	2,88	8,76	8,85	7,70	8,10	10,45*	—29?	7,13	+12
14 Si	20,20	22,80	26,00	32,30	29,13	24,8	+15	33,0	—17
15 (Р) P	$1{,}2 \cdot 10^{-1}$	$1{,}4 \cdot 10^{-1}$	$1{,}6 \cdot 10^{-1}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$9{,}3 \cdot 10^{-2}$	$7{,}7 \cdot 10^{-1}$**	—724?	$8 \cdot 10^{-2}$	+14
16 (Л) S	$3 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$9{,}3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-1}$	—233	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	+9
17 (Л Р)Cl	$(2 \cdot 10^{-2})$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{-2}$	$2{,}3 \cdot 10^{-2}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$	—
19 (Р) K	$(5 \cdot 10^{-1})$	$8{,}3 \cdot 10^{-1}$	2,31	3,34	2,47	2,28	+8	1,36	+45
20 (Р) Ca	7,70	6,72	4,65	1,58	3,29	2,53	+23	1,37	+60
21 Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}10^{-3}$	+23	$7 \cdot 10^{-4}$	+46
22 Ti	$3 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-1}$	$8 \cdot 10^{-1}$	$2{,}3 \cdot 10^{-1}$	$4{,}5 \cdot 10^{-1}$	$4{,}5 \cdot 10^{-1}$	0	$4{,}6 \cdot 10^{-1}$	—2
23 V	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$9{,}3 \cdot 10^{-3}$	$4{,}3 \cdot 10^{-2}$	—40	$1 \cdot 10^{-2}$	—7
24 Cr	$2 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$5{,}6 \cdot 10^{-3}$	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$	—25	$2 \cdot 10^{-2}$	—67
25 Mn	$1{,}3 \cdot 10^{-1}$	$2{,}2 \cdot 10^{-1}$	$1{,}2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$1{,}1 \cdot 10^{-1}$	3,33	+39	$8{,}5 \cdot 10^{-2}$	+23
26 Fe	9,85	8,56	5,85	2,70	4,65		+28	3,8	+19

Таблица 5 (продолжение)

Элемент	Весовые кларки (%) по Виноградову (1957)						$K_г$, %	почвы	$K_п$, %
	ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты)	основные породы (базальты, диабазы, габбро, нориты и др.)	средние породы (андезиты, диориты)	кислые породы (липариты, кварцевые порфиры, гранитоиды)	средняя материковая магматическая порода (1/3 базальтов, 2/3 гранитоидов) по пересчету В. И. Попова	пелитовые осадочные породы, (глины, сланцы)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
27 Co	$2 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	$2{,}3 \cdot 10^{-3}$	—28	$8 \cdot 10^{-4}$	+55
28 Ni	$1{,}2 \cdot 10^{-1}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$5{,}9 \cdot 10^{-3}$	$9{,}5 \cdot 10^{-3}$	—63	$4 \cdot 10^{-3}$	+32
29 Cu	$(8 \cdot 10^{-3})$	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$6{,}6 \cdot 10^{-3}$	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$	+14	$2 \cdot 10^{-3}$	+70
30 Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$7{,}2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8{,}3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	+4	$5 \cdot 10^{-3}$	+40
31 Ga	$4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2{,}6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	—54	$3 \cdot 10^{-3}$	—16
32 Ge	—	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$(1{,}5 \cdot 10^{-4})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	—180	(10^{-4})	+?
33 As	$2{,}8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	$6{,}6 \cdot 10^{-4}$	—288	$5 \cdot 10^{-4}$	—195
34 Se	—	—	—	—	—	$6 \cdot 10^{-5}$	?	$1 \cdot 10^{-6}$	—
35 (Л Р) Br	$(1 \cdot 10^{-4})$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	$2{,}1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—
37 (R) Rb	$2 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$2{,}8 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$	—43	$1 \cdot 10^{-2}$	+68
38 Sr	$2{,}7 \cdot 10^{-3}$	$4{,}4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$3{,}5 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$	—29	$3 \cdot 10^{-2}$	+14
39 V	$4{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$	$3{,}3 \cdot 10^{-3}$	—74	$5 \cdot 10^{-3}$	—163
40 Zr	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2{,}6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	—18	$3 \cdot 10^{-2}$	—76
41 Nb	$(1{,}5 \cdot 10^{-3})$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0	—	?
42 Mo	$(4 \cdot 10^{-5})$	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$1{,}9 \cdot 10^{-4}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—18	$2 \cdot 10^{-4}$	—18
46 Pb	$(1{,}5 \cdot 10^{-5})$	$(3{,}5 \cdot 10^{-6})$	—	$(1 \cdot 10^{-6})$	$(1{,}8 \cdot 10^{-6})$	—	—	—	—
47 Ag	—	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	—350	10^{-5}	—
48 Cd	$3 \cdot 10^{-5}$	$1{,}9 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$		$(5 \cdot 10^{-5})$	(—282)
49 In	$(1{,}3 \cdot 10^{-6})$	—	—	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$	10^{-5}	—	+7	—	—
50 Sn	—	$6 \cdot 10^{-4}$	—	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$3{,}2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—212	$(1 \cdot 10^{-3})$	+69
51 Sb	$1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$3{,}2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	?
52 Te	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 5 (продолжение)

Элемент	Весовые кларки (%) по А. П. Виноградову (1957)						$K_г$, %	почвы	$K_п$, %
	ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты)	основные породы (базальты, диабазы, габбро, нориты и др.)	средние породы (андезиты, диориты)	кислые породы (липариты, кварцевые порфиры, гранитоиды)	средняя материковая магматическая порода (1/3 базальтов, 2/3 гранитоидов) по пересчету В. И. Попова	пелитовые осадочные породы (глины, сланцы)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
53 (Л. Р.) I	$8\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$4{,}3\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	—	$5\cdot10^{-4}$	—
55 (Р) Cs	—	$2{,}7\cdot10^{-2}$	—	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$		$(5\cdot10^{-4})$	+50
56 Ba	$1{,}5\cdot10^{-3}$	10^{-3}	$65\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-2}$	$6{,}4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$		$5\cdot10^{-2}$	+22
57 La	—	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4{,}6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	0	$(4\cdot10^{-3})$	0
58 Ce	—	10^{-3}	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	+25	$(5\cdot10^{-3})$	—25
59 Pr	—	$1{,}3\cdot10^{-4}$	—	$1\cdot10^{-3}$	$7{,}1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	+29	—	—
60 Nd	—	$(1\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	+40	—	—
61 Pm	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62 Sm	—	$(1{,}5\cdot10^{-4})$	—	$6\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$5{,}10^{-4}$	—11	—	—
63 Eu	—	—	—	$(1{,}7\cdot10^{-4})$	(10^{-4})	$(1\cdot10^{-4})$	+?	—	—
64 Gd	—	$(2\cdot10^{-4})$	—	$(1\cdot10^{-3})$	$7{,}3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	+31	—	—
65 Tb	—	—	—	$(2{,}5\cdot10^{-4})$	(10^{-4})	$9\cdot10^{-5}$	—?	—	—
66 Dy	—	$(1{,}5\cdot10^{-4})$	—	$(5\cdot10^{-4})$	$(3{,}9\cdot10^{-4})$?	$4\cdot10^{-4}$	—2	—	—
67 Ho	—	—	—	—	$(1\cdot10^{-4})$	—	—	—	—
68 Er	—	$1\cdot10^{-4}$	—	$(2{,}5\cdot10^{-4})$	$(2\cdot10^{-4})$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	—25	—	—
69 Tu	—	—	—	$(2\cdot10^{-4})$	$(1\cdot10^{-4})$	$(2\cdot10^{-5})$	—8	—	—
70 Yb	—	$1\cdot10^{-4}$	—	$(2\cdot10^{-4})$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	—29	—	—
71 Lu	—	—	—	$(2\cdot10^{-4})$	—	$(2\cdot10^{-5})$	—	—	—
72 Hf	$(6\cdot10^{-5})$	$(2\cdot10^{-4})$	$(5\cdot10^{-4})$	$(4\cdot10^{-4})$	$(3{,}3\cdot10^{-4})$	$(4\cdot10^{-}$)	—21	$(6\cdot10^{-4})$	—82
73 Ta	$7{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$	$(3{,}5\cdot10^{-4})$	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	—30	—	—
74 W	—	$(1\cdot10^{-3})$	$1\cdot10^{-4}$	—	—	—	—	—	—
75 Re	—	$(6\cdot10^{-6})$	—	$(6\cdot10^{-7})$	$(2{,}4\cdot10^{-6})$	—	—	—	—
76 Os	—	—	—	—	(10^{-7})	—	—	—	—
77 Jr	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 5 (окончание)

Элемент	Весовые кларки (%) по А. П. Виноградову (1957)						$K_г$, %	почвы	$K_п$, %
	ультраосновные породы (дуниты, перидотиты пироксениты)	основные породы (базальты, диабазы, габбро, нориты и др.)	средние породы (андезиты, диориты)	кислые породы (липариты, кварцевые порфиры, гранитоиды)	средняя материковая магматическая порода (1/3 базальтов, 2/3 гранитоидов) по пересчету В. И. Попова	пелитовые осадочные породы (глины, сланцы)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
78 Pt	—	—	—	—	$(5\cdot10^{-7})$	—	—	—	—
79 Au	$(1\cdot10^{-5})$	$(3{,}5\cdot10^{-4})$	—	$(1\cdot10^{-6})$	$(1{,}8\cdot10^{-6})$	—	—	—	—
80 Hg	—	$9\cdot10^{-6}$	—	$4\cdot10^{-6}$	$5{,}7\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-5}$	—600	$1\cdot10^{-6}$	+82
81 Tl	$(6\cdot10^{-6})$	$2\cdot10^{-5}$	$(1{,}5\cdot10^{-5})$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$(2\cdot10^{-4})$	—18	—	—
82 Pb	—	$8\cdot10^{-4}$	$(1{,}5\cdot10^{-3})$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—20	$2\cdot10^{-3}$	—20
83 Bi	—	—	—	$(2\cdot10^{-4})$	10^{-5}	$(1\cdot10^{-4})$	—	—	?
84 Po	$(2{,}2\cdot10^{-16})$	$5{,}9\cdot10^{-15}$	$1{,}3\cdot10^{-14}$	$2{,}6\cdot10^{-14}$	$1{,}9\cdot10^{-14}$	$2{,}4\cdot10^{-14}$	—26	—	?
86 Rn	$6{,}5\cdot10^{-18})$	$1{,}7\cdot10^{-16}$	$3{,}9\cdot10^{-16}$	$7{,}6\cdot10^{-16}$	$5{,}6\cdot10^{-16}$	$6{,}9\cdot10^{-16}$	—	—	?
88 Ra	$1\cdot10^{-12}$	$2{,}7\cdot10^{-11}$	$6\cdot10^{-11}$	$1{,}2\cdot10^{-10}$	$8{,}9\cdot10^{-11}$	$1\cdot10^{-10}$	—11	$8\cdot10^{-11}$	+11
89 Ac	$6{,}4\cdot10^{-10}$	$1{,}7\cdot10^{-14}$	$3{,}8\cdot10^{-14}$	$7{,}4\cdot10^{-14}$	$5{,}5\cdot10^{-14}$	$6{,}8\cdot10^{-14}$	—24	—	?
90 Th	$(6\cdot10^{-4})$	$3\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	+15	$6\cdot10^{-4}$	+54
91 Pa	$1\cdot10^{-12}$	$2{,}7\cdot10^{-11}$	$6{,}2\cdot10^{-11}$	$1{,}2\cdot10^{-10}$	$9\cdot10^{-11}$	$1{,}1\cdot10^{-10}$	—11	—	?
92 U	$(3\cdot10^{-6})$	$8\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-4}$	—23	$1\cdot10^{-4}$	+160

Примечание. Л — летучий элемент (в условиях осадкообразования); Р — элемент, соединения которого легко растворимы в воде; K — коэффициент ± концентрации элемента (в %) в осадочных месторождениях (для летучих не подсчитывается): в колонках 7 и 9—по сравнению с колонкой 6, по В. И. Попову (1962).

* Содержание фосфора в пелитовых породах преувеличено в 10 раз, по сравнению с данными Кларка (1924), также Турекиана и Веденоля (1961).

** Содержание глинозема в пелитовых породах значительно больше, чем по данным Кларка (1924), Турекиана и Веденоля (1961).

в каждой из четырех групп пород в отдельности, а также о процентных мощностных соотношениях этих групп в изучаемой формации.

Подобным путем могут быть подсчитаны средневзвешенные кларки S_x для каждой осадочной формации или ритмосерии, или для отдельного формационного ряда.

Б. Определение средневзвешенных кларков M^x осредненной магматической породы в той питающей провинции, из которой возникла изучаемая осадочная формация или ритмосерия, или, же формационный ряд.

1. Определить средневзвешенные кларки химических элементов для базальтовых пород и, отдельно, для гранитоидных[1], развитых в той же петрографической провинции, откуда были снесены изучаемые осадки (или же в аналогичных смежных по простиранию провинциях). В случае отсутствия таких местных региональных данных, придется принять при расчетах соответствующие средние «мировые» кларки, установленные для тех или других пород (таблицы 3, 5, 6, 7).

2. Подсчитать в среднем химическом составе изучаемой осадочной формации или ритмосерии или формационном ряду среднее процентное соотношение базальтоидного материала и гранитоидного, чтобы определить тем самым осредненную питающую магматическую породу в области сноса данной формации.

Для определения этого соотношения, можно воспользоваться графическим методом по Лизсу и Миду (1915), сравнив кларки литофильных элементов в средней питающей базальтовой породе и средней гранитоидной, со средневзвешенным его кларком в изучаемой осадочной формации.

Соотношения гранитоидного и базальтоидного материала изменяются в разных провинциях, в зависимости от ее специфических особенностей, а также от стадии развития земной коры. Последнее, в целом, следует по пути все более прогрессирующего превращения базальтовых океанических провинций в материковые, в пределах которых базальтовый слой перекрывается гранитоидным (автор, 1960).

3. На основании установленного таким образом соотношения базальтоидного и гранитоидного материала в осредненной питающей магматической породе, подсчитать характеризующие ее средневзвешенные комплексные кларки M^x для всех элементов, исходя из их кларков для базальтовых пород и гранитоидных. Данные эти суммировать в виде таблицы, типа таблиц 5 или 6.

В. Сравнение комплексных кларков осредненной питающей породы (M^x) и осредненной осадочной ($S^x_{ом}$) в изучаемой осадочной формации или ритмосерии или формационном ряду с целью подсчета коэффициентов $K^x_{ом}$.

1. Подсчитать коэффициенты $K^x_{ом}$ для каждого химического элемента в данной осадочной формации, ритмосерии или формационном ряду, сравнив для этого средневзвешенные его кларки в осредненной питающей магматической породе (M^x) и в осредненной осадочной ($S^x_{ом}$), по формуле (1):

$$K^x_{ом} = \frac{M^x - S^x_{ом}}{M^x} 100.$$

[1] При этом из данных, используемых для подсчетов, также отбрасываются антикларковые (ореольные и рудные) концентрации данного элемента, наблюдаемые в эндогенных его месторождениях.

2. Выяснить у каких химических элементов в данной осадочной формации, ритмосерии или формационном ряду коэффициенты $K^x_{ом}$ имеют положительное значение, что будет говорить о возможности преимущественной концентрации этих элементов в осадочных месторождениях, возникших в данной формации, ритмосерии или формационном ряду.

3. Пользуясь только что описанной методикой, можно химические анализы, пересчитанные на коэффициенты $K^x_{ом}$, сопоставить по отдельным разрезам изучаемой формации, ритмосерии или формационного ряда. Такие разрезы можно выбирать по простиранию изучаемых формаций или же вкрест простирания. Тогда при сравнении значений коэффициента $K^x_{ом}$, высчитанных в разных точках и в разных разрезах для одного и того же химического элемента, можно установить направление, куда эти величины возрастают. Очевидно, в этом же направлении возрастают также шансы для нахождения его осадочных месторождений.

Чтобы выяснить это направление лучше всего отобразить такие изменения значений коэффициента $K_{ом}$ в виде изолиний и нанести их на фациально-палеогеографические карты данной формации, осадочной ритмосерии или формационного ряда. Искомое направление будет ориентироваться нормально к этим изолиниям и совпадать с направлением наибольшего возрастания величины $K^x_{ом}$. Это направление можно назвать «направлением возрастания геохимического градиента данного элемента» в изучаемой осадочной формации, ритмосерии или формационном ряду.

Нужно подчеркнуть, что устанавливаемое в данной формации положительное значение коэффициента $K^x_{ом}$ у данного элемента и, следовательно, наличие в ней кларкового дефицита последнего указывает только на преимущественную перспективность соответствующей формации в целом для поисков данного элемента. Однако сами месторождения данного элемента, возникшие внутри такой формации, неизбежно окружаются ореолами сверхкларковых, хотя бы и непромышленных ореольных концентраций этого элемента. Давно известно, что особенность эта является прекрасным конкретным поисковым признаком. В частности, на его использовании основано применение методов поисков месторождений с помощью выявления ореолов рассеяния.

Поэтому если вдали от осадочных рудных месторождений коэффициент $K_{ом}$ у данного элемента имеет положительные значения, то внутри месторождений и их ореолов они резко снижаются и приобретают отрицательный знак.

Отсюда вытекают два важных следствия, которыми следует руководствоваться при прогнозах и поисках осадочных месторождений отдельных химических элементов:

1. Для установления широких мелкомасштабных региональных прогнозов, говорящих о возможности нахождения осадочных месторождений данного химического элемента x, благоприятны те осадочные формации или ритмосерии, или формационные ряды, в которых в целом коэффициент $K^x_{ом}$ для этого элемента имеет положительное значение. При установлении таких общих прогнозов отнюдь не обязательно добиваться значительного сгущения тех опорных точек, по которым выявляются кларки данного элемента, можно ограничиться сравнительно разреженной сеткой таких точек.

2. Для установления более узких крупномасштабных конкретных прогнозов, обосновывающих возможность нахождения осадочных месторождений данного химического элемента x, необходимо внутри благоприятных для поисков осадочных формаций, ритмосерий или форма-

ционных рядов на фоне господствующих в них положительных значений коэффициента $K^x_{ом}$, выявить такие пространственно ограниченные их участки, в пределах которых появляются резко выраженные локальные минимумы и отрицательные значения того же коэффициента, отвечающие ореольным или же рудным концентрациям этого элемента. Для установления резко выраженных минимумов этого коэффициента, необходимо в значительной мере сгустить опорные точки. Необходимая и достаточная минимальная степень такого сгущения пока еще не установлена.

На первый взгляд, при использовании кларкового метода с целью прогноза осадочных месторождений трудно учесть эпигенетичные концентрации данного элемента.

Однако эпигенез в осадках происходит вследствие послойной или межслоевой или внутриформационной миграции этого элемента. Следовательно, эпигенез только усиливает контрастную дифференциацию, разобщающую низкие кларковые содержания элемента и повышенные ореольные антикларковые, наблюдаемые в его месторождениях. Поэтому по мере приближения к искомому эпигенетичному осадочному месторождению, также будет наблюдаться резкое возрастание количества ореольных концентраций искомого элемента и, следовательно, проявляется особенно резкое снижение значений коэффициента $K_{ом}$.

Из сказанного выше вытекает, что условия, наиболее благоприятные для концентрации данного элемента в одних участках данной формации, в то же время определяют наибольшее обеднение этим элементом других, смежных ее участков. Поэтому, чем больше амплитуда колебаний в содержаниях данного элемента (включая и кларковые рассеянные), наблюдаемая на разных участках данной фрмации, тем больше шансов для обнаружения осадочных его месторождений. При возникновении последних наиболее резко сказывается разубоживание смежных с ними участков осадочной формации, из которых рудный элемент был заимствован и вынесен в пределы формирующихся эпигенетичных осадочных месторождений.

Поэтому с целью прогнозов осадочных месторождений, помимо средневзвешенных кларковых содержаний данного элемента, и основанных на них коэффициентов $K^x_{ом}$, следует подсчитать также степень «разброса» их значений, т. е. величину среднего квадратичного отклонения его содержаний, устанавливаемых в отдельных проанализированных точках данной формации. Для установления среднего квадратичного отклонения используются хорошо известные методы вариационной статистики.

Чем меньше среднее квадратичное отклонение, тем меньшее отклонение испытывают реальные содержания элемента в породах от общего среднего его содержания, или точнее от медианы. Это будет говорить о рассеянном состоянии данного элемента в целом и о малой миграционной его способности в условиях данной формации, следовательно, также о малой его способности к образованию промышленных накоплений.

Наоборот, чем больше среднее квадратичное отклонение, тем больше миграционная способность элемента в данной формации и тем больше шансов имеется для образования промышленных его месторождений.

В особенности резкие отклонения от среднего должны испытывать содержания элементов в эпигенетичных его месторождениях.

Конечно, при этом необходимо учитывать еще нижний предел промышленных концентраций (промышленных кондиций), устанавливаемый

для месторождений данного элемента. Рудные его месторождения возникают только там, где разброс его содержаний, помимо их резкого снижения в одних участках изучаемой формации, приводит к возрастанию содержания в других смежных участках до промышленных кондиций.

Для того, чтобы выявить соотношения тех и других содержаний, можно построить вариационную диаграмму МС по методу К. С. Пассега (1957). На ней в логарифмических масштабах отображаются соотношения между максимальными антикларковыми содержаниями данного элемента и средними кларковыми ($S^x_{ом}$), наблюдаемыми в изучаемой формации. Такие диаграммы можно строить для одного элемента или для всех элементов, изучаемых в данной формации, выявляя его в ряде осадочных формаций, сопоставимых по условиям возникновения в них месторождений данного элемента.

Можно подобным же образом построить вариационную диаграмму KS, отображая на ней соотношения коэффициентов $K^x_{ом}$ (в обычном масштабе) и $S^x_{ом}$, т. е. средних кларков (в логарифмическом). Подобные диаграммы также можно строить в двух вариантах, отмеченных выше.

Полезно также строить диаграммы для изученной формации, ритмосерии или формационного ряда, а также для провинции в целом (рис. 2). На ней можно отобразить геохимическую специфичность изучаемых формационных объектов или провинций.

На таких диаграммах наглядно выявляется также преимущественное влияние наземных, прибрежных или глубоководных фациальных условий, оказываемое на концентрацию разных химических элементов в таких осадочных месторождениях, какие можно ожидать внутри данной формации, ритмосерии, формационного ряда или провинции.

При характеристике баланса химических элементов в разных районах, надо учитывать специфичность различных магматических петрографических провинций и седиментационных.

Специфичность питающих магматических провинций заключается в относительном распространении магматических пород ультраосновного, основного, среднего и кислого составов (см. табл. 5, 6 и 7). Эти соотношения влияют на средний состав осадочных пород и осадочных месторождений в осадочных провинциях, связанных с первыми. Так, известно, что Урал особенно обогащен ультраосновными и основными формациями, в связи с чем в пермских отложениях Западного Приуралья находится немало скоплений хромсодержащих глин — волконскоитов, а также медистых песчаников.

Геохимическая специфичность осадочных провинций зависит, во-первых, от их тектоники. Осадки, отложенные у подножий питающих поднятий, обладают более разнородным и изменчивым химическим составом по сравнению с периферическими равнинами, где химический состав осадков в значительной степени снивелирован, (Виноградов, 1957) благодаря процессам их интеграции. Во-вторых, геохимический характер провинции, ее геохимические фации, по Л. В. Пустовалову (1933, 1940), видоизменяются также в зависимости от климата.

В сухом климате накапливаются карбонатные, сульфатные и хлоридные соли, а также борнокислые, азотнокислые и нитраты. Вследствие этого водные растворы обладают здесь повышенной химической активностью, особенно в коре выветривания. При этом они интенсивно нагреваются, приобретая, по А. Е. Ферсману (1925), псевдотермальный характер.

Осадки пустынных областей в целом обладают смешанным химическим составом, так как процессы их химической седиментационной дифференциации проявляются относительно слабо. Последнее, наряду с обилием легко растворимых солей в составе таких осадков, способствует развитию интенсивной диагенетической их дифференциации и возникновению в них эпигенетичных осадочных месторождений меди, серебра, кобальта, молибдена, урана, ванадия, селена, свинца, цинка и других химических элементов, которые концентрируются в рудоносных песчаниках и карбонатных породах.

Во влажном климате накапливаются органические вещества. При отложении осадков в таких условиях происходит глубокое разложение вещества материнских пород и в связи с этим более совершенная седиментационная их дифференциация. При этом возникают различные сингенетичные полезные ископаемые, включая месторождения угля, руд металлов семейства железа, фосфоритные залежи и др.

По А. П. Виноградову (1957), минимальные количества редких и рассеянных элементов, таких как кобальт, медь, молибден и др. содержатся в сильно выщелоченных подзолистых почвах, характеризующих влажный умеренный климат. Поэтому в наземных отложениях гумидных поясов также можно ожидать нахождение месторождений ряда таких элементов. Неслучайно с месторождениями угля ассоциируются крупнейшие месторождения германия, значительные концентрации урана, селена, молибдена, рения, цинка и др. В образовании многих таких месторождений также принимала участие эпигенетичная диагенетическая дифференциация вещества осадков.

В-третьих, на дифференциацию осадков влияет гидрография местности; она обусловливает смену наземных условий прибрежными и удаленными.

В связи с этим в таблицах 5, 6, 7 приведены данные о среднем (кларковом) химическом составе не только пелитовых пород в целом, но также по отдельности для наземных почв и терригенных морских илов.

В данных, приведенных для почв в табл. 5, следует отметить те элементы, содержание которых в почвах меньше, чем в обычных пелитовых породах. Очевидно, они в целом более склонны к концентрации и образованию месторождений в континентальных и прибрежных формациях по сравнению с морскими, удаленными от берегов.

Например, кларк меди в средней пелитовой породе равен $5{,}7 \cdot 10^{-3}\%$, а в средней почве — только $2 \cdot 10^{-3}\%$, т. е. почти в три раза меньше (табл. 5). В связи с этим неслучайно все месторождения медистых песчаников, иногда весьма крупные (Джезказганское, Удоканское, Коро-Коро) приурочены к континентальным красноцветным (молассовым) формациям и иногда также к прибрежным отложениям морских ингрессий. В связи с этим практически во всех красноцветных формациях содержатся медистые песчаники.

Напротив, в морских терригенных илах кларк меди примерно такой же как в литосфере, т. е. не обнаруживается тенденция к существенной концентрации меди в каких-либо морских отложениях. Действительно, месторождения меди практически редки или отсутствуют в подавляющем большинстве морских формаций.

Следующие элементы имеют в почвах более низкие кларки и, следовательно, более высокие значения коэффициента $K_п$, чем коэффициент $K_г$ в средних пелитовых осадках: алюминий, галлий, кремний, медь, хром, ванадий, никель, уран, торий, цирконий, гафний, иттрий, скандий, сера, мышьяк, цинк, кадмий, ртуть, олово, рубидий, калий, бериллий, магний, кальций, кремний. Это указывает на возможность

преимущественнного образования месторождений таких элементов в континентальных формациях. Такое заключение для большинства перечисленных элементов хорошо согласуется с имеющимися данными об относительном распределении осадочных рудных месторождений между континентальными формациями и морскими. Оно согласуется также с выводами А. П. Виноградова, о преимущественной контрастной дифференциации элементов в почвах вблизи гор, а не на равнинах, которые, как известно, обычно заливаются морскими водами. В связи с этим мало шансов для обнаружения рудных месторождений в глубоководных морских отложениях, наиболее удаленных от областей сноса.

По современным данным, глубоководные пелитовые осадки (за исключением красной глубоководной глины и радиоляриевого ила), в основном, образованы мутьевыми потоками. Последние преимущественно стекают с континентов, сложенных на $^2/_3$ гранитоидным материалом и на $^1/_3$ базальтовыми; кроме того, они стекают со срединных океанических хребтов, сложенных базальтами и расположенных вблизи мест отложения глубоководных осадков. Поэтому кларки глубоководных пелитовых осадков, по Турекиану и Ведеполю (1961), в большинстве случаев, имеют значения, промежуточные между кларками осредненной питающей материковой магматической породы (содержащей $^2/_3$ гранита и $^1/_3$ базальта) и кларками базальтов, однако, чаще ближе стоят к последним. В частности, промежуточные значения имеют в глубоководных илах кларки алюминия, кремния, железа, кобальта, урана; кларки остальных элементов, включая ванадий, никель, цинк, галлий, мышьяк, молибден, серебро, кадмий, индий и олово, ближе стоят к кларкам базальтов.

Поражают сравнительно малые вариации значений коэффициента $K_{гг}$ у различных редкоземельных элементов: от —341% до —490%; заметные отклонения от этих значений наблюдаются только у крайних членов редкоземельного семейства (у лютеция — 67% и у лантана — 203%).

Только немногие элементы характеризуются в глубоководных илах нулевыми значениями коэффициента $K_{гг}$ (у калия) или же небольшими положительными (кальций, титан, стронций, ниобий, индий, олово, тантал, торий, уран). Это указывает на наличие некоторых шансов для образования концентраций таких элементов в глубоководных осадочных формациях.

Резкое преобладание отрицательных значений коэффициента $K_{гг}$, устанавливаемое у подавляющего большинства химических элементов, также может указывать на то, что основная часть осадочных рудных месторождений должна ожидаться не в глубоких участках моря, а ближе к суше и на континенте.

Однако при оценке перспективности глубоководных осадочных месторождений нельзя не учитывать возможность ошибок при установлении кларков глубоководных илов, в частности для марганца и титана, вследствие применения среднеарифметического способа подсчета кларков. В подсчеты при этом могут попасть образцы с рудоносными концентрациями.

Известно, что в наиболее глубоководных пелитовых илах широко распространены марганцеворудные конкреции. Возможно, поэтому в глубоководных осадках установлен очень высокий кларк марганца, равный 0,672%, т. е. в 4 раза больше, чем в основных и в ультраосновных породах. Выше здесь также и среднее содержание титана. Последнее, по Корренсу (1954), также объясняется накоплением титана не только в пелитовой фракции глубоководных осадков, но и в содержа-

щихся в них конкрециях. В последних концентрируется также ряд других рудных элементов, включая кобальт, никель, медь, молибден и свинец, барий, по-видимому, редкие земли, гафний и др.

В таком случае, не исключена возможность, что кларки этих элементов в глубоководных илах сильно занижены (данные Турекиана и Ведеполя, 1961) и в связи с этим значение коэффициентов $K_{гг}$, подсчитанное для этих элементов, оказывается аномально низким и отрицательным.

Если же исключить из подсчетов кларков глубоководных илов ореольные содержания элементов, свойственные конкреционным илам, то у этих отложений могут оказаться не отрицательные, а положительные величины коэффициентов $K_{гг}$ для ряда перечисленных элементов. В таком случае глубоководные отложения могут оказаться перспективными для поисков осадочных месторождений этих элементов. В частности известно, что за границей уже разрабатываются проекты организации разработки практически неисчерпаемых конкреционных глубоководных рудных месторождений.

Известно также, что многие из перечисленных элементов, включая кобальт, никель, медь, молибден, хром, ванадий, уран, редкие земли, иногда также цирконий и др., склонны концентрироваться в относительно глубоководных осадках, например, в кремнисто-углеродистых формациях (широко распространенных в ряде районов Азии). По-видимому, эта особенность последних, наряду с нередко устанавливаемой сопряженностью их с мутьевыми флишевыми формациями, может рассматриваться в качестве одного из важнейших доказательств глубоководности таких формаций.

Следует остановиться еще на характеристике значений коэффициента К у поствулканических летучих элементов, попадающих в осадочные отложения. Накопление таких элементов в осадках является одним из частных случаев образования эффузивно-осадочных формаций.

История миграции поствулканических элементов у поверхности Земли в разных случаях складывается несколько различным образом.

Нередко летучие элементы, выносимые при поствулканических процессах в атмосферу, например, сера, углерод, галлоиды, бор и др., нередко могут из нее непосредственно попадать в осадочные отложения. Таким образом по А. П. Виноградову (1957), вероятно, объясняется обогащение бором (до $x \cdot 10^{-2}\%$), устанавливаемое в почвах тех пустынных поясов, которые окаймляют с севера средиземноморский вулканический орогенный пояс, а с востока (в США) — аналогичный тихоокеанский.

В ряде случаев поствулканические эксгаляции из атмосферы перемещаются в гидросферу и лишь при выпаривании воды в виде тех или иных соединений попадают в осадочные формации; здесь они отлагаются преимущественно в галогенных их разновидностях.

Многие летучие, выносимые поствулканическими процессами, такие как бор, мышьяк, сурьма, вообще мало удерживаются в атмосфере и гидросфере и, рано или поздно, оседают в осадочных породах.

Рассмотренный кларковый метод оценки баланса химических элементов в земной коре, основанный на изучении химического состава существующих осадочных формаций в первую очередь пригоден для прогнозирования содержащихся в них осадочных месторождений.

Этот метод говорит также о вероятном наличии эндогенных месторождений в формациях, некогда питавших изучаемые осадки продуктами своей денудации. Очевидно, эти формации и содержавшиеся в них

Таблица 6

Весовые кларки (в %) главных типов горных пород земной коры (по К. К. Турекиану и К. Х. Ведеполю, 1961) и коэффициенты (K) геохимической концентрации элементов в осадочных месторождениях (по В. И. Попову)

Элемент		Средние ультраосновные породы	Средние базальтовые породы	Средние гранитные породы			Средний сиенит	Средние материковые изверженные породы (средний гранитоид — 2/3 и базальтовые породы — 1/3) (в скобках II)	Материковые осадочные породы						Глубоководные океанические илы		
				обогащенные кальцием	малокальциевые	Средний гранитоид: $\frac{д+е}{2}$			средние материковые осадочные породы (соотношение по Кларку, 1924: пелитовые — 80%, песчаные — 15% и карбонатные 5%)	$K_{ом}$ % столбцы $\frac{и-к}{и}100$	средняя пелитовая порода	$K_г$ % $\frac{и-м}{и}100$	средняя песчаная порода	средняя карбонатная порода	средний карбонатный глубоководный ил	средний пелитовый глубоководный ил	$K_{гг}$ % $\frac{и-г}{и}100$
а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п	р	с	т
1	H	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А
2	He	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б
3	Li	$0{,}X.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-3}$	$2{,}4.10^{-3}$	4.10^{-3}	$3{,}2.10^{-3}$	$2{,}8.10^{-4}$	$2{,}7.10^{-3}$	$5{,}5.10^{-3}$	—103	$6{,}6.10^{-4}$	—144	$1{,}5.10^{-3}$	$0{,}5.10^{-3}$	$0{,}5.10^{-3}$	$5{,}7.10^{-3}$	—111
4	Be	$0{,}X.10^{-4}$	1.10^{-4}	2.10^{-4}	3.10^{-4}	$2{,}5.10^{-4}$	1.10^{-4}	2.10^{-4}	$3{,}3.10^{-4}$	—65	3.10^{-4}	—50	$0{,}X.10^{-4}$	$0{,}X10^{-4}$	$0{,}X.10^{-4}$	$2{,}6.10^{-4}$	—30
л5	B	3.10^{-4}	5.10^{-4}	9.10^{-4}	1.10^{-3}	$9{,}5.10^{-4}$	9.10^{-4}	8.10^{-3}	$8{,}6.10^{-3}$	Л.(—90)	1.10^{-2}	—2	$3{,}5.10^{-3}$	2.10^{-3}	$5{,}5.10^{-3}$	$2{,}3.10^{-2}$	Л2 7000
л6	C	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	Л.—114	А	А	А	А	А
7	N	6.10^{-4}	2.10^{-3}	2.10^{-3}	2.10^{-3}	2.10^{-3}	3.10^{-3}	2.10^{-3}	А	А	А	А	А	А	А	А	А
8	O	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А	А
л9	F	0,01	0,04	0,052	0,085	0,068	0,12	0,049	,0,065	Л	0,074	Л	0,027	0,033	0,054	0,13	Л
10	Ne	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б
11	Na	0,42	1,80	2,84	2,58	2,76	4,04	2 ,66	0,82	+69	0,96	+64	0,33	0,04	2,00	4,00	—50
12	Mg	20;40	4,60	0,94	0,16	0,55	0,58	1,90	1,54	+19	1,50	+21	0,70	4,70	0,40	2,10	—9
13	Al	2,00	7,80	8,20	7,20	7,70	8,80	7,73	6,80	+12	8,00	—3	2,50	0,42	2,00	8,40	—9
14	Si	20,50	23,00	31,40	34,70	33,05	29,00	29,70	25,48	+14	?7,30 (принято 24,8)	+75	36,80	2,40	3,20	25,00	+13
15	P	$2{,}2.10^{-2}$	$1{,}1.10^{-1}$	$9{,}2.10^{-2}$	6.10^{-2}	$7{,}5.10^{-2}$	8.10^{-2}	$8{,}7.10^{-2}$	$6{,}1.10^{-2}$	+30	7.10^{-2}	+19	$1{,}7.10^{-2}$	4.10^{-2}	$3{,}5.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-1}$	—255
	S	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,202	—663	0,240	—700	0,0240	0,12	0,13	0,13	Л—333
л16	Cl	$8{,}5.10^{-3}$	6.10^{-3}	$1{,}3.10^{-2}$	2.10^{-2}	$1{,}6.10^{-2}$	$5{,}2.10^{-2}$	$1{,}3.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-2}$	А	$1{,}8.10^{-2}$	Л	1.10^{-3}	$1{,}5.10^{-2}$	$1{,}3.10^{-1}$	$1{,}3.10^{-1}$	А
л17	Ar	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б		Б	Б	Б	Б	Б
18	K	0,004	0,83	2,52	4,20	3,36	4,80	2,52	2,20	+9	2,66	—5	1,07	0,27	0,29	2,50	О
19																	

Таблица 6 (продолжение)

а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п	р	с	т
20	Ca	2,50	7,60	2,53	0,51	1,52	1,80	3,55	2,87	+19	2,21	+37	3,91	30,23	31,24	2,90	+19
21	Sc	$1{,}5.10^{-3}$	3.10^{-3}	$1{,}4.10^{-3}$	$0{,}7.10^{-3}$	$1{,}1.10^{-3}$	$0{,}3.10^{-3}$	$2{,}7.10^{-3}$	$1{,}1.10^{-3}$	+59	$1{,}3.10^{-3}$	+52	$0{,}1.10^{-3}$	$0{,}1.10^{-3}$	$0{,}2.10^{-3}$	$1{,}9.10^{-3}$	+42
22	Ti	0,03	1,38	0,34	0,12	0,23	0,35	0,61	0,39	+36	0,46	+25	0,15	0,04	0,077	0,46	+25
23	V	$4{,}10^{-3}$	$2{,}5.10^{-2}$	$8{,}8.10^{-3}$	$4{,}4.10^{-3}$	$6{,}6.10^{-3}$	3.10^{-3}	$1{,}3.10^{-2}$	$1{,}1.10^{-2}$	+15	$1{,}3.10^{-2}$	0	2.10^{-3}	2.10^{-3}	2.10^{-3}	$1{,}2.10^{-2}$	+ 8
24	Cr	$1{,}6.10^{-1}$	$1{,}7.10^{-2}$	$2{,}2.10^{-3}$	$4{,}1.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-3}$	2.10^{-4}	$6{,}5.10^{-3}$	$7{,}8.10^{-3}$	−20	9.10^{-3}	−39	$3{,}5.10^{-3}$	$1{,}1.10^{-3}$	$1{,}1.10^{-3}$	9.10^{-3}	−38
25	Mn	0,162	0,150	0,054	0,039	0,046	0,085	0,081	0,074	+9	0,085	− 5	X.10^{-3}	0,110	0,10	0,67	−727
26	Co	9,43	8,65	2,96	1,42	2,19	3,67	4,34	3,94	+9	4,72	− 7	0,98	0,88	0,90	6,50	−50
27	Fe	$1{,}5.10^{-2}$	$4{,}8.10^{-3}$	7.10−4	1.10^{-4}	4.10^{-4}	1.10^{-4}	$1{,}9.10^{-3}$	$1{,}5.10^{-3}$	+21	$1{,}9.10^{-3}$	0	$0{,}3.10^{-4}$	$0{,}1.10^{-4}$	7.10−4	7,4.10^{-3}	−289
28	Ni	0,20	$1{,}3.10^{-2}$	$1{,}5.10^{-3}$	$4{,}5.10^{-4}$	1.10^{-3}	4.10^{-4}	5.10^{-3}	$5{,}6.10^{-3}$	−12	$6{,}8.10^{-3}$	−36	2.10^{-4}	2.10^{-3}	3.10^{-3}	$2{,}25.10^{-2}$	−3500
29	Cu	1.10^{-3}	$8{,}7.10^{-3}$	3.10^{-3}	1.10^{-3}	2.10^{-2}	5.10^{-4}	$4{,}2.10^{-3}$	$3{,}7.10^{-3}$	+12	$4{,}5.10^{-3}$	− 7	X.10^{-4}	4.10^{-4}	3.10^{-3}	$2{,}5.10^{-2}$	−500
30	Zn	5.10^{-3}	$10{,}5.10^{-3}$	6.10^{-3}	$3{,}9.10^{-3}$	$4{,}9.10^{-3}$	$1{,}3.10^{-2}$	$6{,}8.10^{-3}$	$7{,}9.10^{-3}$	−16	$9{,}5.10^{-3}$	−39	$1{,}6.10^{-3}$	2.10^{-3}	$3{,}5.10^{-3}$	$16{,}5.10^{-3}$	−143
31	Ga	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-3}$	$1{,}7.10^{-3}$	$1{,}7.10^{-3}$	$1{,}7.10^{-3}$	3.10^{-3}	$1{,}7.10^{-3}$	$1{,}7.10^{-3}$	0	$1{,}9.10^{-3}$	−12	$1{,}2.10^{-3}$	4.10^{-4}	$1{,}3.10^{-3}$	2.10^{-3}	−18
32	Ge	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	1.10^{-4}	$1{,}3.10^{-4}$	$1{,}4.10^{-4}$	−8	$1{,}6.10^{-4}$	−23	$0{,}8.10^{-4}$	$0{,}2.10^{-4}$	$0{,}2.10^{-4}$	2.10^{-4}	−54
33	As	1.10^{-4}	2.10^{-4}	$1{,}9.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-4}$	$1{,}4.10^{-4}$	$1{,}8.10^{-4}$	$1{,}1.10^{-3}$	−511	$1{,}3.10^{-3}$	−622	1.10^{-4}	1.10^{-4}	1.10^{-4}	$1{,}3.10^{-3}$	−622
34л	Se	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-6}	5.10^{-6}	$4{,}9.10^{-5}$	−880	6.10^{-5}	−1100	5.10^{-6}	8.10^{-6}	$1{,}7.10^{-5}$	$1{,}7.10^{-5}$	−240
35л	Br	$1{,}0.10^{-4}$	$3{,}6.10^{-4}$	$4{,}5.10^{4}$	$1{,}3.10^{-4}$	$2{,}9.10^{-4}$	$2{,}7.10^{-4}$	$3{,}1.10^{-4}$	$3{,}7.10^{-4}$	А	4.10^{-4}	А	1.10^{-4}	$6{,}2.10^{-4}$	7.10^{-3}	7.10^{-3}	А
36	Kr	Б	Б	Б	Б	Б	Б	В	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б
37	Rb	2.10^{-5}	3.10^{-3}	$1{,}1.10^{-2}$	$1{,}7.10^{-2}$	$1{,}4.10^{-2}$	$1{,}1.10^{-1}$	1.10^{-2}	$1{,}2.10^{-2}$	−20	$1{,}4.10^{-2}$	−40	6.10^{-3}	3.10^{-4}	1.10^{-3}	$1{,}1.10^{-2}$	−10
38	Sr	1.10^{-4}	$4{,}65.10^{-2}$	$4{,}4.10^{-2}$	1.10^{-2}	$2{,}7.10^{-2}$	2.10^{-2}	$3{,}3.10^{-2}$	$2{,}7.10^{-2}$	+18	3.10^{-2}	+ 9	2.10^{-3}	$6{,}1.10^{-2}$	2.10^{-1}	$1{,}8.10^{-2}$	+46
39	Y	X.10^{-5}	$2{,}1.10^{-3}$	$3{,}5.10^{-3}$	4.10^{-3}	$3{,}7.10^{-3}$	2.10^{-3}	$3{,}3.10^{-3}$	$2{,}8.10^{-3}$	+15	$2{,}6.10^{-3}$	+21	4.10^{-3}	3.10^{-3}	$4{,}2.10^{-3}$	9.10^{-3}	−173
40	Zr	$4{,}5.10^{-3}$	$1{,}4.10^{-2}$	$1{,}4.10^{-2}$	$17{,}5.10^{-3}$	$15{,}7.10^{-3}$	5.10^{-6}	$1{,}5.10^{-2}$	$1{,}6.10^{-2}$	−7	$1{,}6.10^{-2}$	− 7	$2{,}2.10^{-2}$	$1{,}9.10^{-3}$	2.10^{-3}	$1{,}5.10^{-2}$	0
41	Nb	$1{,}6.10^{-3}$	$1{,}9.10^{-3}$	2.10^{-3}	$2{,}1.10^{-3}$	2.10^{-3}	$3{,}5.10^{-4}$	2.10^{-3}	$8{,}8.10^{-4}$	+56	$1{,}1.10^{-3}$	+45	X.10^{-6}	3.10^{-3}	$4{,}6.10^{-4}$	$1{,}4.10^{-3}$	+30
42	Mo	3.10^{-5}	$1{,}5.10^{-4}$	1.10.$^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	$1{,}1.10^{-4}$	6.10^{-5}	$1{,}2.10^{-4}$	$2{,}1.10^{-4}$	−75	$2{,}6.10^{-4}$	−117	2.10^{-5}	4.10^{-5}	3.10^{-4}	$2{,}7.10^{-3}$ *	−2150
43	Tc	В	В	В	В	В	Б	В	В	В	В	В	В	В	В	В	В
44	Ru	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
45	Rh	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
46	Pd	$1{,}2.10^{-5}$	2.10^{-6}	X.10^{-7}	X.10^{-7}	X.10^{-7}	Г	1.10^{-6}	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
47	Ag	6.10^{-6}	$1{,}1.10^{-5}$	$5{,}1.10^{-6}$	$3{,}7.10^{-6}$	$4{,}4.10^{-6}$	X.10^{-6}	$6{,}6.10^{-6}$	~$6{,}7.10^{-6}$	~−1	7.10^{-6}	− 6	X.10^{-6}	X.10^{-6}	X.10^{-6}	$1{,}1.10^{-5}$	−67
48	Cd	X.10^{-5}	$2{,}2.10^{-5}$	$1{,}3.10^{-5}$	$1{,}3.10^{-5}$	$1{,}3.10^{-5}$	$1{,}3.10^{-5}$	$1{,}6.10^{-5}$	$2{,}5.10^{-5}$	−56	3.10^{-5}	−88	X.10^{-6}	$3{,}5.10^{-6}$	X.10^{-6}	$4{,}2.10^{-5}$	−162
49	In	1.10^{-6}	$2{,}2.10^{-5}$	X.10^{-6}	$2{,}6.10^{-4}$	$2{,}6.10^{-5}$	X.10^{-6}	$2{,}5.10^{-5}$	$0{,}9.10^{-5}$	+64	1.10^{-5}	+60	X.10^{-6}	X.10^{-6}	X.10^{-6}	8.10^{-6}	+64
50	Sn	5.10^{-5}	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-4}$	3.10^{-4}	$2{,}2.10^{-4}$	X.10^{-4}	2.10^{-4}	$4{,}9.10^{-4}$	−145	6.10^{-4}	−200	X.10^{-5}	X.10^{-5}	X.10^{-5}	$1{,}5.10^{-4}$	+25
51	Sb	1.10^{-5}	2.10^{-5}	2.10^{-5}	2.10^{-5}	2.10^{-5}	X.10^{-5}	2.10^{-5}	$1{,}2.10^{-4}$	−500	$1{,}5.10^{-4}$	−650	X.10^{-6}	2.10^{-5}	$1{,}5.10^{-5}$	1.10^{-4}	−400
52	Te	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
53	I	5.10^{-5}	5.10^{-5}	5.10^{-5}	5.10^{-5}	5.10^{-5}	5.10^{-5}	5.10^{-5}	$2{,}1.10^{-4}$	А	$2{,}2.10^{-4}$	А	$1{,}7.10^{-4}$	$1{,}2.10^{-4}$	5.10^{-6}	5.10^{-6}	А
54	Xe	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б	Б
55	Cs	X.10^{-5}	$1{,}1.10^{-4}$	2.10^{-4}	4.10^{-4}	3.10^{-4}	6.10^{-5}	$2{,}7.10^{-4}$	$4{,}1.10^{-4}$	−52	5.10^{-4}	−85	X.10^{-5}	X.10^{-5}	4.10^{-5}	6.10^{-4}	−222

Таблица 6 (продолжение)

Элемент		Средние ультраосновные породы	Средние базальтовые породы	Средние гранитные породы			Средний сиенит	Средние материковые изверженные породы (средний гранитоид — 2/3 и базальтовые породы — 1/3)	Материковые осадочные породы						Глубоководные океанические илы		
				обогащенные кальцием	малокальциевые	средний гранитоид, $\frac{д+е}{2}$			средние материковые осадочные породы (соотношения по Кларку, 1924: пелитовые — 80%, песчаные — 15% и карбонатные 5%)	$K_{ом}$ %, $\frac{и-к}{и}\cdot 100$	средняя пелитовая порода	$K_г$ %, $\frac{и-м}{и}\cdot 100$	средняя песчаная порода	средняя карбонатная порода	средний карбонатный глубоководный ил	средний пелитовый глубоководный ил	$K_{гг}$ %, $\frac{и-г}{и}\cdot 100$
а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п	р	с	т
56	Ba	4.10^{-5}	$3{,}3.10^{-2}$	$4{,}2.10^{-2}$	$8.4.10^{-2}$	$6{,}3.10^{-2}$	$1{,}6.10^{-1}$	$5{,}6.10^{-2}$	$\sim 4{,}7.10^{-3}$	$\sim +14$	$5{,}8.10^{-2}$	— 4	$X.10^{-3}$	1.10^{-3}	$1{,}9.10^{-2}$	$2{,}3.10^{-1}$	—315
57	La	$X.10^{-5}$	$1{,}5.10^{-3}$	$4{,}5\cdot 10^{-3}$	$5{,}5.10^{-3}$	5.10^{-3}	7.10^{-3}	$3{,}8.10^{-3}$	$\sim 7{,}8.10^{-3}$	—105	$9{,}2.10^{-3}$	—142	3.10^{-3}	$X.10^{-4}$	1.10^{-3}	$11{,}5.10^{-5}$	—203
58	Cl	$X.10^{-5}$	$4{,}8.10^{-4}$	$8{,}1.10^{-3}$	$9{,}2.10^{-3}$	$8{,}6.10^{-3}$	$1{,}61.10^{-1}$	$7{,}3.10^{-3}$	$6{,}2.10^{-3}$	+15	$5{,}9.10^{-3}$	+19	$9{,}2.11^{-3}$	$11{,}5.10^{-4}$	$3{,}5.10^{-3}$	$34{,}5.10^{-5}$	—373
59	Pr	$X.10^{-5}$	$4{,}6.10^{-4}$	$7{,}7.10^{-4}$	$8{,}8.10^{-4}$	$8{,}2.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-3}$	7.10^{-4}	$5{,}8.10^{-5}$	+17	$5{,}6.10^{-4}$	+20	$8{,}8.10^{-4}$	$1{,}1.10^{-4}$	$3{,}3.10^{-4}$	$3{,}3.10^{-3}$	—371
60	Nd	$X.10^{-5}$	2.10^{-4}	$3{,}3.10^{-3}$	$3{,}7.10^{-3}$	$3{,}5.10^{-3}$	$6{,}5.10^{-3}$	3.10^{-3}	$2{,}5.10^{-5}$	+17	$2{,}4.11^{-3}$	+20	$3{,}7.10^{-3}$	$4{,}7.10^{-4}$	$1{,}4.10^{-3}$	$1{,}4.10^{-2}$	—367
61	Pm	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
62	Sm	$X.10^{-5}$	$5{,}3.10^{-4}$	$8{,}8.10^{-4}$	1.10^{-5}	$9{,}4.10^{-4}$	$1{,}8.10^{-3}$	8.10^{-4}	$6{,}7.10^{-4}$	+16	$6{,}4.10^{-4}$	+20	1.10^{-3}	$1{,}3.10^{-4}$	$3{,}8.10^{-4}$	$3{,}8.10^{-4}$	—375
63	Eu	$X.10^{-5}$	8.10^{-5}	$1{,}4.10^{-4}$	$1{,}6.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-4}$	$2{,}8.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	1.10^{-4}	+23	1.10^{-4}	+23	$1{,}6.10^{-3}$	2.10^{-5}	6.10^{-5}	6.10^{-4}	—362
64	Gd	$X.10^{-5}$	$5{,}3.10^{-4}$	$8{,}8.10^{-4}$	1.10^{-3}	$9{,}4.10^{-4}$	$1{,}8.10^{-3}$	8.10^{-4}	$6{,}7.10^{-4}$	+16	$6{,}4.10^{-4}$	+20	1.10^{-3}	$1{,}3.10^{-4}$	$3{,}8.10^{-4}$	$3{,}8.10^{-3}$	—375
65	Tb	$X.10^{-5}$	8.10^{-5}	$1{,}4.10^{-4}$	$1{,}6.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-4}$	$2{,}8.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	1.10^{-4}	+23	1.10^{-4}	+23	$1{,}6.10^{-4}$	2.10^{-5}	6.10^{-5}	6.10^{-4}	—362
66	Dy	$X.10^{-5}$	$3{,}8.10^{-4}$	$6{,}3.10^{-4}$	$7{,}2.10^{-4}$	$6{,}7.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-3}$	$5{,}7.10^{-4}$	$4{,}8.10^{-4}$	+16	$4{,}6.10^{-4}$	+19	$7{,}2.10^{-4}$	9.10^{-5}	$2{,}7.10^{-4}$	$2{,}7.10^{-3}$	—374
67	Ho	$X.10^{-5}$	$1{,}1.10^{-5}$	$1{,}8.10^{-4}$	2.10^{-4}	$1{,}9.10^{-4}$	$3{,}5.10^{-4}$	$1{,}6.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	+19	$1{,}2.10^{-4}$	+25	2.10^{-4}	3.10^{-5}	8.10^{-5}	$7{,}5.10^{-4}$	—369
68	Er	$X.10^{-5}$	$2{,}1.10^{-4}$	$3{,}5.10^{-4}$	4.10^{-4}	$3{,}7.10^{-4}$	7.10^{-4}	$3{,}2.10^{-4}$	$2{,}6.10^{-4}$	+19	$2{,}5.10^{-4}$	+22	4.10^{-4}	5.10^{-5}	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-3}$	—369
69	Tu	$X.10^{-5}$	2.10^{-5}	3.10^{-5}	3.10^{-5}	3.10^{-5}	6.10^{-5}	$2{,}7.10^{-5}$	$2{,}1.10^{-5}$	+22	2.10^{-5}	+26	3.10^{-5}	4.10^{-6}	1.10^{-5}	$1{,}2.10^{-4}$	—348
70	Yb	$X.10^{-5}$	$2{,}1.10^{-4}$	$3{,}5.10^{-4}$	$—4.10^{-4}$	$3{,}7.10^{-4}$	7.10^{-4}	$3{,}2.10^{-4}$	$2{,}7.10^{-4}$	+16	$2{,}6.10^{-4}$	+19	4.10^{-4}	5.10^{-5}	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-3}$	—369
71	Lu	$X.10^{-5}$	6.10^{-4}	$1{,}1.10^{-4}$	$1{,}2.10^{-4}$	$1{,}1.10^{-4}$	$2{,}1.10^{-4}$	$2{,}7.10^{-4}$	$7{,}5.10^{-5}$	+72	7.10^{-5}	+74	$1{,}2.10^{-4}$	2.10^{-5}	5.10^{-5}	$4{,}5.10^{-4}$	— 67
72	Hf	6.10^{-5}	2.10^{-4}	$2{,}3.10^{-4}$	$3{,}9.10^{-4}$	$3{,}1.10^{-4}$	$1{,}1.10^{-3}$	$2{,}7.10^{-4}$	$2{,}8.10^{-4}$	— 4	$2{,}8.10^{-4}$	—74	$3{,}9.10^{-4}$	3.10^{-5}	$4{,}1.10^{-5}$	$4{,}1.10^{-4}$	— 52
73	Ta	1.10^{-4}	$1{,}1.10^{-4}$	$3{,}6.10^{-4}$	$4{,}2.10^{-4}$	$3{,}9.10^{-4}$	$2{,}1.10^{-4}$	3.10^{-4}	$6{,}5.10^{-5}$	+78	8.10^{-5}	+73	$X.10^{-6}$	$X.10^{-6}$	$X.10^{-6}$	$X.10^{-5}$	+?
74	W	6.10^{-4}	7.10^{-5}	$1{,}3.10^{-4}$	$2{,}2.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-4}$	$1{,}3.10^{-4}$	$1{,}4.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-4}$	—21	$1{,}8.10^{-4}$	—28	$1{,}6.10^{-4}$	6.10^{-5}	$X.10^{-5}$	$X.10^{-4}$	?
75	Re	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
76	Os	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
77	Ir	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
78	Pt	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г

Таблица 6 (окончание)

а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п	р	с	т
79	Au	6.10^{-7}	4.10^{-7}	4.10^{-7}	4.10^{-7}	4.10^{-7}	$X.10^{-7}$	4.10^{-7}	$X.10^{-7}$	+?	$X.10^{-7}$	+?	$X.10^{-6}$	$X.10^{-7}$	$X.10^{-7}$	$X.10^{-7}$	?
80	Hg	$X.10^{-6}$	9.10^{-6}	8.10^{-6}	8.10^{-6}	8.10^{-6}	$X.10^{-6}$	$8{,}3.10^{-6}$	$3{,}3.10^{-5}$	—298	4.10^{-5}	—382	3.10^{-6}	4.10^{-6}	$X.10^{-6}$	$X.10^{-5}$	?
81	Tl	6.10^{-6}	$2{,}1.10^{-5}$	$7{,}2.10^{-5}$	$2{,}3.10^{-4}$	$1{,}5.10^{-4}$	$1{,}4.10^{-4}$	$1{,}1.10^{-4}$	$1{,}2.10^{-4}$	— 9	$1{,}4.10^{-4}$	—27	$8{,}2.10^{-5}$	$X.10^{-6}$	$1{,}6.10^{-5}$	$8{,}10^{-5}$	+ 27
82	Pb	1.10^{-4}	6.10^{-4}	$1{,}5.10^{-3}$	$1{,}9.10^{-3}$	$1{,}7.10^{-3}$	$1{,}2.10^{-3}$	$1{,}3.10^{-3}$	$1{,}75.10^{-3}$	—35	2.10^{-3}	—54	7.10^{-4}	9.10^{-6}	9.10^{-4}	$?8.10^{-3}$	—515
83	Bi	Г	7.10^{-4}?	Г	0,01	0,01?	Г	9.10^{-3}?	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г
84	Po	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
85	At	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
86	Rn	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
87	Fr	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
88	Ra	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
89	Ac	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
90	Th	(6.10^{-4}?)	4.10^{-4}	$8{,}5.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-3}$	$1{,}3.10^{-3}$?	$1{,}3.10^{-3}$	1.10^{-3}	$9{,}9.10^{-4}$	+ 1?	$1{,}2.10^{-3}$?	—20?	$1{,}7.10^{-4}$	$1{,}7.10^{-4}$	$X.10^{-4}$	7.10^{-4}	+30
		($1{,}4.10^{-4}$*)	$3{,}3.10^{-4}$	—	—	$1{,}5.10^{-3}$*	—	7.10^{-4}*	$3{,}3.10^{-4}$*	+53	—	—	—	—	—	—	—
91	Pa	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д
92	U	1.10^{-7}	1.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	3.10^{-4}	$2{,}3.10^{-4}$	$3{,}1.10^{-4}$	—26?	$3{,}7.10^{-4}$	—61	$4{,}5.10^{-5}$	$2{,}2.10^{-4}$	$X.10^{-5}$	$1{,}3.10^{-4}$	+43
		$3{,}6.10^{-5}$*	$8{,}2.10^{-5}$*	—	—	$4{,}5.10^{-5}$*	—	$3{,}3.10^{-4}$*	$1{,}2.10^{-4}$	+66	—	—	—	—	—	—	—
93	Np	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е
94	Pu	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е

Примечание. X — приводится оценка порядка кларка (который не может быть оценен более точно). А — эти элементы в основном сосредоточены в биосфере, гидросфере и атмосфере. Кислород большей частью также был из литосферы, а углерод привнесен в осадочные породы. Б — редкие газы составляют в атмосфере (в объемных процентах): He — 0,00052; Ne — 0,018; Ar — 0,093; Kr — 0,0001; Xe —0,000008. При радиоактивном распаде урана и тория образовался He, а при распаде калия — Ar (представляет главный изотоп аргона в атмосфере). Редкие газы в изверженных породах составляют ($см^3/г$): He — 6.10^{-5}; Ne — $7{,}7.10^{-8}$, Ar — $2{,}2.10^{-5}$; Kr — $4{,}2.10^{-9}$; Xe — $3{,}4.10^{-10}$. В — эти элементы не были встречены в земной коре. Г — данные для этих элементов недостаточные или ненадежные. Д — элементы, обнаруженные в рядах продуктов радиоактивного распада урана и тория. Е — элементы, встречающиеся в естественном виде вследствие поглощения нейтронов урана. Л — элементы летучие в поствулканическую фазу (*В. П.*). Цифры в столбцах ж, и, к — подсчитаны В. И. Поповым.

* Более точные данные В. В. Щербины и Д .И. Щербакова (1955, см. текст) и основанные на них подсчеты *К.*

Таблица 7

Сопоставление кларков наиболее распространенных петрогенетических групп горных пород: а — по А. П. Виноградову (1956, 1957), б — по К. Турекиану и К. Х. Ведеполю (1961)

Элемент		Средние ультрабазиты		Средние базальтоиды		Средние		Средняя материковая магматическая порода		Средняя пелитовая порода		Средняя материковая осадочная порода	Разница в порядке кларка (или кратность)				
						гранитоиды и порфиры	гранитоиды						ультрабазиты	базальты	гранитоиды и порфиры	средняя магматическая порода	пелитовые породы
		а	б	а	б	а	б	«а»	«б»	а	б	«б»					
1	**H**	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	—	—	—	—	—
2	He	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	—	—	—	—	—
3	**Li**	$2\cdot10^{-4}$	0,X·10^{-4}	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}7\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$3{,}2\cdot10^{-3}$	$5{,}2\cdot10^{-3}$	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$6{,}6\cdot10^{-3}$	$5{,}5\cdot10^{-3}$	—	—	(X 2)	(X 2)	
4	Be?	$2\cdot10^{-5}$?	0,X·10^{-4}	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5{,}5\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}0\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3{,}4\cdot10^{-4}$?	—	—	(X 2)	(X 2)	(X 2)
Л 5	**B??**	$4\cdot10^{-3}$?	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$9{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$8{,}6\cdot10^{-3}$	1	1	1/2	1/2	1
Л 6	**C**	$1\cdot10^{-2}$?	A	$1\cdot10^{-2}$?	A	$3{,}10^{-2}$	A	$2{,}3\cdot10^{-2}$	A	1,2	A	A	НК	НК	НК	НК	НК
7	**N**	—	$6\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	A	A	НК	НК	НК	НК	НК
8	**O**	43,00	A	44,80	A	48,66	A	47,37	A	51,84	A	A	НК	НК	НК	НК	НК
Л 9	F?	$1\cdot10^{-3}$?	$1\cdot10^{-2}$	$3{,}7\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$6{,}8\cdot10^{-2}$	$6{,}6\cdot10^{-2}$	$4{,}9\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-5}$	$7{,}4\cdot10^{-2}$	0,065					(X 1,5)
10	**Ne**	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	—	—	—	—	—
11	**Na?**	0,57	0,42	1,94	1,80	2,77	2,76	2,56	2,66	0,66	0,96	0,82					(X 1,5)
12	**Mg!**	14,10	20,40	4,50	4,60	0,56	0,55	1,88	1,90	1,34	1,50	1,54					
13	**Al!**	2,88	2,00	8,76	7,80	7,70	7,70	8,10	7,73	10,45	8,00	6,80					
14	Si!	20,20	20,50	22,80	23,00	32,30	33,05	29,13	29,70	24,8	7,30	25,48					
15	**P!**	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$2{,}2\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-1}$	$1{,}1\cdot10^{-1}$	$7\cdot10^{-2}$	$7{,}5\cdot10^{-2}$	$9{,}3\cdot10^{-2}$	$8{,}7\cdot10^{-2}$	$7{,}7\cdot10^{-1}$	$7\cdot10^{-2}$	$6{,}1\cdot10^{-2}$	1				
Л 16	**S??**	0,3	0,03	0,2	0,03	0,04	0,03	0,09	0,03	0,3	0,240	0,202	1	1		1/2	
Л 17	**Cl?**	$2\cdot10^{-2}$?	8,5·10^{-3}	$2\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$2{,}3\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}8\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$	1/2	1/2			
18	**Ar**	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	—	—	—	—	—
19	**K!**	0,50	0,004	0,83	0,83	3,34	3,36	2,47	2,52	2,28	2,66	2,30	2				
20	**Ca!**	7,70	2,50	6,72	7,60	1,58	1,52	3,29	3,55	2,53	2,21	2,87	1/2				
21	**Sc?**	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2{,}4\cdot10^{-3}$	$3{,}10^{-3}$	$7\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$			(X 1,5)	(X 2)	
22	**Ti**	0,3	0,03	0,9	1,38	0,23	0,23	0,45	0,61	0,45	0,46	0,39	1	(X 1,5)			
23	**V?**	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$2{,}5\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$6{,}6\cdot10^{-3}$	$9{,}3\cdot10^{-2}$	$1{,}3,10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$1{,}1\cdot10^{-2}$	1		(X 1,5)	(X 1,5)	
24	Cr??	$2\cdot10^{-1}$	$1{,}6\cdot10^{-1}$	$3\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}2\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-3}$	$7{,}8\cdot10^{-3}$		(X 2)	(X 2)	1/2	1/2
25	**Mn?**	0,13	0,162	0,22	0,150	0,06	0,046	0,11	0,081	0,067	0,085	0,074		(X 1,5)	(X 1,5)	(X 1,5)	
26	**Fe?**	9,85	9,43	8,56	8,65	2,70	2,19	4,65	4,34	3,33	4,72	3,94			«б» занижено	то же	(X 1,5)
27	Co!	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$4{,}8\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$2{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$					
28	Ni!	0,12	0,20	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-4}$	$1{,}0\cdot10^{-3}$	$5{,}9\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$9{,}5\cdot10^{-3}$	$6{,}8\cdot10^{-3}$	$5{,}6\cdot10^{-3}$	(X 1,5)			(X 1,5)	
29	**Cu!**	$8\cdot10^{-3}$?	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$8{,}7\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$6{,}6\cdot10^{-3}$	$4{,}2\cdot10^{-3}$	$5{,}7\cdot10^{-3}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$3{,}7\cdot10^{-3}$	1/2	(X 1,5)			
30	Zn!	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$10{,}5\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$4{,}9\cdot10^{-3}$	$8{,}3\cdot10^{-3}$	$6{,}8\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$9{,}5\cdot10^{-3}$	$7{,}9\cdot10^{-3}$					

31	Ga?	$4\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}7\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}7\cdot10^{-3}$	$2{,}6\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$1{,}7\cdot10^{-3}$	(X 3)			(X 1,5)	(X 2)
32	**Ge??**	—	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}6\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	НК		(X 2)	(X 2)	1/2
Л33	As?	$2{,}8\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$6{,}6\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	(X 3)				1/2
Л34	Se!	—	$5\cdot10^{-6}$	—	$5\cdot10^{-6}$	—	$5\cdot10^{-6}$	10^{-6}?	$5\cdot10^{-6}$	$6\cdot10^{-5}$	$6\cdot10^{-5}$	$4{,}9\cdot10^{-5}$	НК	НК	НК	НК	
35	**Br?**	$1\cdot10^{-4}$?	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$2{,}9\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$3{,}1\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$			(X 1,5)	(X 1,5)	(X 1,5)
36	**Kr**	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	—	—	—	—	—
37	**Rb??**	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$2{,}8\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$1{,}2\cdot10^{-2}$	1	(X 1,5)	(X 3)	(X 3)	(X 3)
38	**Sr?**	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$4{,}4\cdot10^{-2}$	$4{,}65\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$2{,}7\cdot10^{-2}$	$3{,}5\cdot10^{-2}$	$3{,}3\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$2{,}7\cdot10^{-2}$	1				(X 1,5)
39	**V?**	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$X\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2{,}1\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}7\cdot10^{-3}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$3{,}3\cdot10^{-3}$	$3{,}3\cdot10^{-3}$	$2{,}6\cdot10^{-3}$	$2{,}8\cdot10^{-3}$	1		(X 2)	(X 1,5)	
40	**Zr!**	$3\cdot10^{-3}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	(X 1,5)				(X 2)
41	**Nb?**	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$8{,}8\cdot10^{-4}$					
42	Mo?	$4\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}9\cdot10^{-4}$	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$			(X 1,5)	(X 1,5)	
43	Tc	Не встречен в земной коре															
44	**Ru**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
45	**Rh**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
46	**Pd**	$1{,}5\cdot10^{-5}$?	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-6}$?	$2\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$?	$X\cdot10^{-7}$	$1{,}8\cdot10^{-6}$?	$1\cdot10^{-6}$	—	—	—	—	(X 1,5)	1	(X 1,5)	—
47	Ag?	$3\cdot10^{-5}$?	$6\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-5}$?	$1{,}1\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$4{,}4\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-5}$?	$6{,}6\cdot10^{-6}$	—	$7\cdot10^{-6}$	$6{,}7\cdot10^{-5}$	1/2	(X 3)	(X 3)	1/2	НК
48	Cd??	—	$X\cdot10^{-5}$	$1{,}9\cdot10^{-5}$	$2{,}2\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-5}$	$1{,}6\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$2{,}5\cdot10^{-5}$	НК			1	
49	In	$1{,}3\cdot10^{-6}$?	$1\cdot10^{-6}$	—	$2{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$2{,}6\cdot10^{-5}$	10^{-5}?	$2{,}5\cdot10^{-5}$	—	$1\cdot10^{-5}$	$0{,}9\cdot10^{-5}$		НК	(X 2)	НК	НК
50	Sn??	—	$5\cdot10^{-5}$	$6\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-4}$	$4{,}9\cdot10^{-4}$	НК	1/2	1	1	1
51	Sb?	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	$3{,}2\cdot10^{-5}$	2.105^{-5}	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$			(X 2)	(X 1,5)	(X 1,5)
Л52	Te	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
53	I?	$8\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$4{,}3\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	(X 1,5)				(X 2)
54	**Xe**	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	—	—	—	—	—
55	**Cs??**	—	$X\cdot10^{-5}$	—	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$?	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$	НК	НК	1	1	1
56	Ba?	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-5}$	$2{,}7\cdot10^{-2}$	$3{,}3\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-2}$	$6{,}3\cdot10^{-2}$	$6{,}4\cdot10^{-2}$	$5{,}6\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$5{,}8\cdot10^{-2}$	$4{,}7\cdot10^{-3}$	2	(X 1,5)			(X 1,5)
57	**La?**	—	$X\cdot10^{-5}$	$2{,}7\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$4{,}6\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$3{,}8\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$9{,}2\cdot10^{-3}$	$7{,}8\cdot10^{-3}$	НК	(X 1,5)			1/2
58	**Ce?**	—	$X\cdot10^{-5}$	10^{-3}	$4{,}8\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$8{,}6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$7{,}3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$5{,}9\cdot10^{-3}$	$6{,}2\cdot10^{-3}$	НК	(X 2)		(X 1,5)	(X 2)
59	**Pr!**	—	$X\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$4{,}6\cdot19^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$8{,}2\cdot10^{-4}$	$7{,}1\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$5{,}6\cdot10^{-4}$	$5{,}8\cdot10^{-4}$	НК	(X 3)	1		
60	**Nd?**	—	$X\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-3}$?	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2{,}4\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$	НК	(X 2)			(X 1,5)
61	Pm	Не встречен в земной коре											—	—	—	—	—
62	**Sm?**	—	$X\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$?	$5{,}3\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$9{,}4\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$8{,}0\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$6{,}4\cdot10^{-4}$	$6{,}7\cdot10^{-4}$	НК	1/2	(X 1,5)	1/2	
63	**Eu!**	—	$X\cdot10^{-5}$	—	$8\cdot10^{-5}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$?	$1{,}5\cdot10^{-4}$	10^{-4}?	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$?	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	НК	НК		НК	
64	**Gd!**	—	$X\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$?	$5{,}3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$?	$9{,}4\cdot10^{-4}$	$7{,}3\cdot10^{-4}$	$8{,}0\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$6{,}4\cdot10^{-4}$	$6{,}7\cdot10^{-4}$	НК	(X 2)			
65	**Tb!**	—	$X\cdot10^{-5}$	—	$8\cdot10^{-5}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$?	$1{,}5\cdot10^{-4}$	10^{-4}?	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	НК	НК	(X 1,5)	НК	
66	**Dy!**	—	$X\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$?	$3{,}8\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$?	$6{,}7\cdot10^{-4}$	$3{,}9\cdot10^{-4}$?	$5{,}7\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$4{,}6\cdot10^{-4}$	$4{,}8\cdot10^{-4}$	НК	(X 2)	(X 1,5)		
67	**Ho?**	—	$X\cdot10^{-5}$	—	$1{,}1\cdot10^{-4}$	—	$1{,}9\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$?	$1{,}6\cdot10^{-4}$	—	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$	НК	НК	НК	(X 1,5)	НК
68	**Er?**	—	$X\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$?	$3{,}2\cdot10^{-3}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	НК	(X 2)	(X 1,5)	(X 1,5)	
69	**Tu??**	—	$X\cdot10^{-5}$	—	$2\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$?	3.10^{-5}	$1\cdot10^{-4}$?	$2{,}7\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$?	$2\cdot10^{-5}$	$2{,}1\cdot10^{-5}$	НК	НК	(X 1,5)	1	
70	**Yb?**	—	$X\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$?	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$?	$3{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$2{,}7\cdot10^{-4}$	НК	(X 2)	(X 2)	(X 2)	
71	**Lu?**	—	$X\cdot10^{-5}$	—	$6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$?	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$?	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-5}$	$7{,}5\cdot10^{-5}$	НК	НК	(X 2)	НК	1/2
72	**He?**	$6\cdot10^{-5}$?	$6\cdot10^{-5}$?	$2\cdot10^{-4}$?	$2\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$?	$3{,}1\cdot10^{-4}$	$3{,}3\cdot10^{-4}$?	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$2{,}8\cdot10^{-4}$	$2{,}8\cdot10^{-4}$				(X 1,5)	

Таблица 7 (окончание)

	Элемент	Средние ультрабазиты		Средние базальтоиды		Средние: гранитоиды и порфиры	Средние: граниты	Средняя материковая магматическая порода		Средняя пелитовая порода		Средняя материковая осадочная порода	Разница в порядке кларка (или кратность): ультрабазиты	базальты	гранитоиды и порфиры	средняя магматическая порода	пелитовые породы
		а	б	а	б	а	б	«а»	«б»	а	б	«б»					
73	**Ta?**	$7{,}5\cdot10^{-5}$	$1{,}10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$?	$3{,}9\cdot10^{-4}$	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-5}$	$6{,}5\cdot10^{-5}$	1/2			1/2	
74	W	—	$7{,}7\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-3}$?	$7\cdot10^{-5}$	—	$1{,}7\cdot10^{-4}$	—	$1{,}4\cdot10^{-4}$	—	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$		1		НК	НК
75	Re	—	—	$6\cdot10^{-6}$?	—	$6\cdot10^{-7}$?	—	$2{,}4\cdot10^{-6}$?	10^{-7}?	—	—	—	—	НК	НК	НК	—
76	**Os**	—	—	—	—	—	—	10^{-6}?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
77	**Ir**	—	—	—	—	—	—	10^{-7}?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
78	**Pt**	—	—	—	—	—	—	$5\cdot10^{-7}$?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
79	**Au??**	$1\cdot10^{-5}$?	$6\cdot10^{-7}$	$3{,}5\cdot10^{-6}$?	$4\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-6}$?	$4\cdot10^{-7}$	$1{,}8\cdot10^{-6}$?	$4\cdot10^{-7}$	—	$X\cdot10^{-7}$	$X\cdot10^{-7}$	1 1/2	1	1/2	1/2	НК
80	Hg?	—	$X\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-6}$	$5{,}7\cdot10^{-6}$	$8{,}3\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$3{,}3\cdot10^{-5}$			(X 2)	(X 1,5)	
81	Tl??	$6\cdot10^{-6}$?	$6\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-5}$	$2{,}1\cdot10^{-5}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$?	$8{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$			(X 1,5)		1/2
82	PbI	—	$1\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}7\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}75\cdot10^{-3}$	НК				
83	Bi	—	—	—	$7\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$?	0,01?	10^{-5}	$9\cdot10^{-3}$?	$1\cdot10^{-4}$?	—	—	—	НК	2	НК	НК
84	**Po****	$2{,}2\cdot10^{-16}$	—	$5{,}9\cdot10^{-15}$	—	$2{,}6\cdot10^{-14}$	—	$1{,}9\cdot10^{-14}$	—	$2{,}4\cdot10^{-14}$	—	—	НК	НК	НК	НК	НК
85	**At***	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
86	**Rn***	$6{,}5\cdot10^{-18}$	—	$1{,}7\cdot10^{-16}$	—	$7{,}6\cdot10^{-16}$	—	$5{,}6\cdot10^{-16}$	—	$6{,}9\cdot10^{-16}$	—	—	НК	НК	НК	НК	НК
87	**Tr***	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
88	**Ra***	$1\cdot10^{-12}$	—	$2{,}7\cdot10^{-11}$	—	$1{,}2\cdot10^{-10}$	—	$8{,}9\cdot10^{-11}$	—	$1\cdot10^{-10}$	—	—	НК	НК	НК	НК	НК
89	**Ac***	$6{,}4\cdot10^{-16}$	—	$1{,}7\cdot10^{-14}$	—	$7{,}4\cdot10^{-14}$	—	$5{,}5\cdot10^{-14}$	—	$6{,}8\cdot10^{-14}$	—	—	НК	НК	НК	НК	НК
90	**Th??**	$6\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-7}$	$3\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	9,9·10⁻⁴	3		(X 1,5)—1	1	(X 3)
		$(1{,}4\cdot10^{-4})$**	—	$(3{,}3\cdot10^{-4})$	—	$(1{,}5\cdot10^{-3})$	—	$(7\cdot10^{-4})$	—	—	–	$(3{,}3\cdot10^{-4})$	(приняты данные в скобках, см. текст)				
91	**Pa**	$1\cdot10^{-12}$	—	$2{,}7\cdot10^{-11}$	—	$1{,}2\cdot10^{-10}$	—	$9\cdot10^{-11}$	—	$1{,}1\cdot10^{-10}$	—	—	НК	НК	НК	НК	НК
92	**U??**	$3\cdot10^{-6}$?	$1\cdot10^{-7}$	$8\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$2{,}3\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-4}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$3{,}1\cdot10^{-4}$	1			1	
		$(3{,}6\cdot10^{-5})$**	—	$(8{,}2\cdot10^{-5})$	—	$(4{,}5\cdot10^{-4})$	—	$(3{,}3\cdot10^{-4})$	—	—	—	$(1{,}2\cdot10^{-4})$	(приняты данные в скобках, см. текст)				
93	Np	Возникают при захвате нейтронов атомами урана											—	—	—	—	—
94	Pu	т о ж е											—	—	—	—	—

Примечание. В кавычки взяты кларки «а» и «б», подсчитанные В. И. Поповым соответственно по данным «а» или «б»: осредненная материковая магматическая порода 1/3 базальтоидов и 2/3 гранитоидов, осредненная материковая осадочная — 80% пелитоидов, 15% — псаммоидов и 5% — карбонатоидов). А — атмогенные элементы, Л — летучие в поствулканическую фазу. 2, 1, 1/2 — отмечены кларки, соответственно расходящиеся на два, один или половину порядка; (X 3, X 2), (X 1,5) — отмечены кларки, расходящиеся соответственно в 3, 2 или 1,5 раз (по отношению к меньшему кларку); НК — кларки не проконтролированные подсчетами. Восклицательный знак после названия или символа элемента означает элементы с удовлетворительными кларками, одинарный вопросительный знак — обозначает элементы, кларки которых только условно удовлетворяют подсчетам их баланса, а двойной вопросительный — кларки, сомнительные для этой цели (см. текст).

* Входят в ряд продуктов радиоактивного распада Th и U.

** По В. В. Щербине и Д. И. Щербакову (1955).

Таблица 8

Ряд убывающей геохимической концентрации элементов в материковых осадочных месторождениях (по В. И. Попову, 1962)

	Элемент	$K_{ом}$ (K), %	$K_{ом}$, %	$K_{п}$, %	$K_{г}$, %	$K_{г}$ (В), %	$K_{гм}$, %	$K_{гг}$, %
	I. Элементы дефицитные в осадках, положительное значение $K_{ом}$; концентрируются преимущественно в осадочных месторождениях							
25	**Mn?**	+90?	+ 9	+ 23	— 5	+ 39	—50	—728
3	**Li?**	+90	—103	+ 43	—144	— 15	—	—111
78	**Ta?**	—	+ 78	—	+ 73	— 30	—	+?
71	**Lu?**	—	+ 72	—	+ 74	—	—	— 67
11	**Na?**	+71	+ 69	+ 75	+ 64	+ 74	—	— 50
92	**U??**	+66*	— 26?	+ 65	— 61	— 23	—	+ 43
49	**In**	—	+ 64	—	+ 60	—	—	+ 64
21	**Sc?**	—	+ 59	+ 46	— 52	+ 23	—	+ 42
41	**Nb?**	—	+ 56	—	+ 45	0	—	+ 30
90	**Th??**	+53*	+ 1	+160	— 20	+ 15	—	+ 30
15	**P!**	+50	+ 30	+ 14	+ 19	—724?	+28	—255
22	**Ti!**	+47	+ 36	— 2	+ 25	0	—	+ 25
26	**Fe?**	+35	+ 9	+ 19	—7 (—31) **	+ 28	—30	— 50
12	**Mg!**	+25	+ 19	+ 67	+ 21	+ 23	—	— 9
65	**Tb!**	—	+ 23	—	+ 23	—	—	—362
63	**Eu!**	—	+ 23	—	+ 23	—	—	—362
27	**Co!**	—	+ 21	+ 55	0	— 28	—	—289
69	**Tu??**	—	+ 20	—	+ 26	— 80	—	—348
67	**Ho?**	—	+ 19	—	+ 25	—	—	—369
68	**Er?**	—	+ 19	—	+ 22	— 25	—	—369
20	**Ca!**	— 6	+ 19	+ 60	+ 37	+ 23	—	+ 19
38	**Sr?**	—	+ 18	+ 14	+ 9	— 29	+43	+ 46
59	**Pr!**	—	+ 17	—	+ 20	+ 29	—	—371
60	**Nd?**	—	+ 17	—	+ 20	+ 40	—	—367
62	**Sm?**	—	+ 16	—	+ 20	—	—	—375
64	**Gd!**	—	+ 16	—	+ 20	+ 31	—	—375
66	**Dy!**	—	+ 16	—	+ 19	— 2	—	—374
70	**Jb?**	—	+ 16	—	+ 19	— 29	—	—369
39	**J?**	—	+ 15	—163	+ 21	— 74	—	—173
23	**V?**	—	+ 15	— 7	0	— 40	+14	+ 8
58	**Ce?**	—	+ 15	— 20	+ 19	+ 25	—	—373
13	**Al!**	+15	+ 12	+ 12	— 3	— 29	—	— 9
14	**Si!**	0	+ 14	— 17	+ 75	+ 15	—	+ 13
29	**Cu!**	—	+ 12	+ 70	— 7	+ 14	0	—500
88	**Pa**	—	—	+ 11	—	— 11	—	—
19	**K!**	+10	+ 9	+ 45	— 5	+ 8	—	0
79	**Au??**	—	+ ?	—	+ ?	—	—	—
	II. Равновесные элементы; $K_{ом}$=0; в равной мере концентрируются в осадочных и в эндогенных месторождениях							
56	**Ba?**	0	+ 14	+ 22	—4 (0) **	— 20	—	—315
31	**Ga?**	—	0	— 16	— 12	— 54	—	— 18
47	**Ag?**	—	— 1	0?	— 6	—350	—	— 67
	III. Элементы избыточные в осадках; отрицательное значение $K_{ом}$; концентрируются преимущественно в эндогенных месторождениях							
72	**Hf?**	—	— 4	— 82	— 4	— 21	—	— 52
40	**Zr!**	—	— 7	— 76	— 7	— 18	—	0
32	**Ge??**	—	— 8	+ ?	— 23	—180	—	— 54

Таблица 8 (продолжение)

Элемент	$K_{ом}$ (K), %	$K_{ом}$, %	$K_{п}$, %	$K_{г}$, %	$K_{г}$ (В), %	$K_{гм}$, %	$K_{гг}$, %
81 Tl??	—	— 9	—	— 27	— 18	—	+ 27
28 Ni?	—	— 12	+ 32	— 36	— 63	—150	— 3500
30 Zn!	—	— 16	+ 40	— 39	+ 4	+ 80	— 143
24 Cr??	—	— 20	— 67	— 39	— 25	— 11	— 38
37 Rb??	—	— 20	+ 68	— 40	— 43	—	— 10
74 W	—	— 21	—	— 28	—	—	—
82 Pb?	—	— 35	— 20	— 54	— 20	—	— 515
55 Cs??	—	— 52	+ 50	— 85	— 20	—	— 122
48 Cd??	—	— 56	—282	— 88	—131	—	— 162
4 Be?	—	— 65	— 43	— 50	— 42	—	— 30
42 Mo?	—	— 75	— 18	— 117	— 18	— 67	— 2150
5 B??	—	— 90	+ 16	—1141	+ 8	—	—27000
57 La?	—	—105	0	— 142	0	—	— 203
50 Sn??	—	—145	+ 69	— 200	—150	—	+ 25
80 Hg?	—	—298	—600	— 382	+ 30	—	—
51 Sb?	—	—500	—	— 650	—212	—	— 400
33 As??	—	—511	—195	— 622	—288	—	— 622
Л16 S??	—	—663	+ 9	— 700	—233	+ 20	— 333
Л34 Se!	—	—880	—	—1100	—	—	— 240

IV. Элементы с неустановленным значением $K_{ом}$: летучие, нестойкие радиоактивные, недостаточно изученные или же не установленные в земной коре.

1H 2He 6C **7N 8O** 9F? 10Ne 17Cl? **18Ar** 35Br? **36Kr** 43Tc **44Ru**
45Rh 46Pd 52Te 53J? **54Xe** 61Pm **75Re 76Os 77Ir 78Pt** 83Bi **84Po**
85At 86Rn 87Fr 89Ac 91Pa 93Np 99Pu

Примечание. Л — элементы летучие поствулканические.

Степень достоверности основных балансовых кларков показывают стоящие рядом с названием элемента знаки: восклицательный знак (!) — удовлетворительные кларки их расхождение при независимых подсчетах менее 1,5 раз); одинарный вопросительный знак (?) — условно удовлетворительные кларки (расхождение не более 1,5 — 2 раз); двойной вопросительный знак (??) — сомнительные кларки (расхождение 1/2—1— порядок, реже более); без знака приведены непроконтролированные кларки. Вопросительный знак после цифры коэффициента означает приближенные данные о значении среднего коэффициента геохимической концентрации элементов осадочных месторождений: $K_{ом}$ (K) — средний коэффициент для материковых осадочных пород (не древнее палеозоя), подсчитанный по данным Кларка (1924); $K_{ом}$ — то же, подсчитанный по данным Турекиана и Ведеполя (1961); $K_{п}$ — средний коэффициент для почв, подсчитанный по данным А. П. Виноградова (1957); $K_{г}$ — средний коэффициент для пелитовых пород, подсчитанный по данным К. Турекиана и К. Х. Ведеполя (1961); $K_{г}$ (В) — то же, подсчитанный по данным А. П. Виноградова (1956, 1957); $K_{гм}$ — средний коэффициент для морских терригенных илов, подсчитанный по данным А. Е. Ферсмана (1934); $K_{гг}$ — средний коэффициент для глубоководных пелитовых илов, подсчитанный по данным Турекиана и Ведеполя (1961).

В скобках показаны коэффициенты (K), условно подсчитанные для поствулканических летучих элементов. Полужирным показаны элементы, преимущественно извлекаемые из осадочных месторождений; светлым — элементы, преимущественно извлекаемые из эндогенных месторождений.

* Подсчеты по данным В. В. Щербины и Д. И. Щербакова, 1955.

** Усредненные глины Норвегии, подсчитаны по А. Е. Ферсману, 1934.

эндогенные месторождения в значительной мере уничтожались денудацией в процессе создания интересующих нас отложений. Однако часть таких формаций и содержавшихся в них эндогенных месторождений или же корни последних иногда могли сохраниться и до наших дней.

Поэтому рассмотренная методика, возможно, представит некоторый интерес для лиц, изучающих эндогенные рудные месторождения и рудогенез прошлых геологических эпох.

ЛИТЕРАТУРА

Бадалов С. Т. Минералогия, геохимия и генетические особенности эндогенных месторождений Алмалыкского рудного поля. Автореф. дис. Изд. Ташкентского ун-та, 1962.

Вернадский В. И. Очерк геохимии. ОНТИ, Горгеонефтеиздат, М.— Л., 1934.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1 и № 6.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, М., 1936.

Лодочников В. П. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. ОНТИ, 1934.

Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение рудного района Покро-Джезказганского месторождения. Автореф. дис. ГИН АН СССР, 1961.

Полдерварт А. (1955). Химия земной коры. В кн.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во АН Узбек. ССР, Ташкент, 1938.

Попов В. И. Об эволюционной и контрастной дифференциации осадочных горных пород.— Докл. АН Узбек. ССР, Ташкент, 1950, № 5.

Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Изд. Самаркандского гос. ун-та, Ташкент, 1960.

Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., 1933, № 1.

Пустовалов Л. В. Об осадочной дифференциации вещества и о периодичности осадочного минералообразования.— Разведка недр, 1940, № 4.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. I—II. ОНТИ, 1940.

Соловьев С. П. Распределение магматических пород в СССР. Госгеолиздат, М., 1952.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Л., 1923.

Ферсман А. Е. Химия Земли и космоса. 1925.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1—4. Л., Госхимтехиздат, 1934.

Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов).— Природа, 1950, № 9.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Труды Иркутского ун-та, серия геол. 1951, 5(2).

Чирвинский П. Н. Химический состав колонны осадочных пород в г. Киеве.— Записки Киев. об-ва естествоиспыт., 1917, № 26.

Чистяков А. Н. Тезисы докладов I Съезда ученых Узбекистана. Самарканд, 1937.

Швецов М. С. Петрография. М., ОНТИ, 1934.

Щербина В. В. и Щербаков Д. И. Химия и геохимические особенности урана. В кн.: «Геология, поиски и разведка месторождений урана». Ч. I. Госгеолиздат, 1955.

Glarke F. W. Data of geochemistry.— U. S. Geol. Bull., 1924, N 770.

Correns K. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans.— Wiss. Ergebnisse Deutsch. Atlant. Expedition «Meteor», 3, T. 3, 1935.

Gallitelli S. M. Tentativo di interpretazione genetica di certe argille Appeniniche alla luce die reporti oceanographici.— Rept. XVIII, Internat. Geol. Congr. 1948, London, 1950.

Gill Y. E. Original crust in the Canadian sheld area.— Bull. Geol. Assoc. America, 1950, 62 (2).

Leith C. K. and Mead W. Y. Metamorphic geology. N. Y., 1915.— Bull. Geol. Soc. America, 1917, 28.

Passega R. Texture and characteristic of clastic deposition.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, 41 (9).

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth Crust.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72.

Н. Б. Вассоевич

О ГЛАВНЕЙШИХ ЗАДАЧАХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА НЕФТИ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Нефтеобразование является одним из следствий литогенеза и поэтому без познания закономерностей этого процесса нельзя научно обоснованно решать проблему генезиса нефти. Успехи в общем развитии литологии непосредственно или косвенно, но всегда благотворно сказываются на разработке этой важной и интересной проблемы.

В ряду советских литологов, способствующих развитию учения об осадочных горных породах, почетное место занимает Л. В. Пустовалов. Еще в 30-х годах им был высказан ряд важных теоретических положений, вытекающих из анализа и синтеза фактического материала и гармонирующих с принципами диалектического материализма. Так, например, в 1932 г. Л. В. Пустовалов подчеркивал, «что образование всякого минерального тела, в том числе и полезного ископаемого, находится в причинной зависимости от условий образования окружающих его пород» и призывал изучать осадочные породы и полезные ископаемые в историческом аспекте, рассматривать их в связи с предшествующими и последующими явлениями, выяснять взаимодействие между осадками (и породами) и окружающей их средой.

Весьма крупной заслугой Л. В. Пустовалова является создание капитального произведения «Петрография осадочных пород», за которое он был удостоен высшей Государственной премии. В этом труде, составившем знаменательную веху в истории литологии, высказывался и обосновывался ряд прогрессивных идей и прежде всего идея о литогенезе как едином историко-геологическом процессе, ведущую роль в котором играет тектогенез. Л. В. Пустовалов создал учение о поверхностной осадочной дифференциации вещества — механической и химической и показал, что осадочные породы представляют вполне закономерные, а не чисто случайные образования; привлек внимание к проблеме периодичности процесса осадкообразования и т. д. Эти идеи сыграли большую роль в формировании правильных взглядов на осадочный процесс у литологов и разведчиков осадочных полезных ископаемых, в том числе и у нефтяников.

Время, конечно, вносит свои коррективы в наши представления. Быстрому развитию науки способствует борьба различных точек зрения на те или иные явления. Происходит неумолимый отсев ошибочных взглядов и упрочение правильных положений. Не избежала этого и концепция, развивавшаяся Л. В. Пустоваловым. Ряд впервые четко сформулированных им общих закономерностей получил в дальнейшем под-

тверждение; другие положения потребовали серьезных поправок, а третьи оказались ошибочными.

Важно подчеркнуть, что самые общие, наиболее важные принципы во многом дедуктивные, положенные Л. В. Пустоваловым в основу учения об осадочных породах, сохранили свою силу до наших дней. Иная судьба постигла некоторые представления Л. В. Пустовалова о конкретном выражении в природе общих закономерностей — их проявлении в различной физико-географической обстановке (например, в различных климатических зонах); об условиях образования отдельных типов пород и полезных ископаемых и т. д. Явления всегда богаче закона и поэтому индуктивный метод нередко вносит свои поправки, иногда существенные, в то, что подсказывал дедуктивный метод мышления. Безусловно, только самое тесное органическое сочетание обоих методов является наиболее плодотворным.

По вопросу о нефтеобразовании Л. В. Пустовалов развивал определенную гипотезу, ближе всего стоящую к гипотезе К. Крэга, а в отношении отдельных положений — соприкасающуюся с концепцией И. М. Губкина, но, в общем, существенно отличающуюся от нее.

За время, истекшее с момента выхода в свет учебного пособия «Петрография осадочных пород», во второй части которого Л. В. Пустовалов изложил свои взгляды на генезис нефти, накопился огромный новый фактический материал о распределении нефти по разрезу отложений, по тектоническим зонам и т. д. Были осуществлены специальные крупные различного типа исследования современных и ископаемых осадков, направленные на выяснение условий образования нефти. Значительно пополнились наши знания в области химии нефти и вообще органического вещества. В свете обильных новых данных прояснились многие, оставшиеся раньше темными, стороны сложного и многогранного процесса нефтеобразования. Стало очевидным, что значительная часть высказывавшихся прежде соображений по этой проблеме не выдержала испытания временем. Другие положения, наоборот, получили подтверждение и прочно вошли в науку. Наконец, ряд утверждений отдельных авторов продолжает пока оставаться дискуссионным.

Сказанное в полной мере относится и к высказываниям Л. В. Пустовалова по вопросу о происхождении нефти. Так, например, подтвердился его вывод, что именно «в растительном материале» следует усматривать «основной источник органического вещества для образования нефти» (1940, ч. II, стр. 369 и 370; разрядка автора цитаты), но потеряло силу утверждение, основанное на идее об осадочной дифференциации, что «накопление битумов» следует связывать «с привносом коллоидального органического вещества с суши» (стр. 376). Л. В. Пустовалов полагал, что вследствие поверхностной осадочной дифференциации органического вещества происходит его разделение на более стойкие дериваты (образующие угольные скопления на континентах) и на более подвижные и химически более легко изменяющиеся, дающие начало скоплениям нефти в пониженных участках, занятых морем (стр. 377). В действительности же приносимое с суши в виде тонкого детрита и коллоидных частиц органическое вещество представлено химически относительно стойкими компонентами, не играющими сколько-нибудь существенной роли в процессе нефтеобразования.

Однако эта ошибка в истолковании конкретного проявления осадочной дифференциации отнюдь не означает, что самый процесс осадочной дифференциации не имеет места или что он не играет роли при формировании нефтематеринских отложений.

При разработке проблемы генезиса нефти безусловно должны учитываться, mutatis mutandis, те общие закономерности литогенеза, популяризации которых среди широкого круга геологов в свое время больше всех содействовал Л. В. Пустовалов.

Как известно, самой общей проблемой, так сказать, проблемой проблем, для нефтяной и газовой геологии является проблема «*Закономерности пространственного размещения залежей нефти и газа*». Выявление и уточнение этих закономерностей, общих и частных (для различных геотектонических зон), безусловно позволит повысить эффективность поисково-разведочных работ, так как будет способствовать более обоснованной оценке перспектив нефте-газоносности различных территорий и акваторий, уточнению подсчетов прогнозных запасов нефти и газа, выбору первоочередных объектов для постановки поискового бурения, скорейшему открытию наиболее богатых месторождений и т. д.

Эта центральная, наиболее крупная и общая проблема включает в себя три проблемы второго порядка: происхождение нефти и газа, формирование их залежей и размещение месторождений по геотектоническим зонам и по разрезу отложений.

В данной статье рассматривается главным образом проблема генезиса нефти.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ

Вся естественная история нефти теснейшим образом связана с отложением субаквальных осадков и их дальнейшим превращением в осадочные горные породы. В свете современных достижений науки нефтеобразование является следствием формирования осадков в пределах биосферы и представляет собой один из побочных по масштабу явления процессов, связанных с фоссилизацией захороненных в осадках растительных и животных организмов. Нефть — это обособившаяся путем десорбции и перемещения вместе с водой и газами смесь жидких гидрофобных продуктов изменения органического вещества (преимущественно липоидных его компонентов), содержавшегося в осадочных горных породах водного происхождения. Формирование нефти начиналось со стадии седиментогенеза, но развивалось, главным образом, в течение диагенеза и катагенеза. Оно протекало на первых этапах преимущественно под воздействием биохимических, а затем — только абиогенных факторов [1].

Естественно, что правильно познать генезис нефти можно только рассмотрев всю ее историю начиная от исходных организмов и кончая формированием залежей и протекающими в них процессами. В этом отношении нефтяная геология и геохимия органического вещества добились значительных успехов.

При изложении современного состояния проблемы нефтеобразования нельзя, конечно, обойти молчанием то обстоятельство, что почти по всем вопросам, связанным с этой проблемой, существуют различные мнения. В данной статье нет возможности останавливаться на рассмотрении всех точек зрения, часть которых является ошибочной. Достаточно изложить те представления о разных сторонах процесса образования нефти, которые в свете последних данных являются наиболее обоснованными и, как правило, разделяются большинством исследова-

[1] Микробиологические процессы в нефтеносных отложениях могли в ряде случаев возобновляться, но только в зоне гипергенеза и тогда играли главным образом роль фактора, сначала селективно преобразующего нефть, а затем уничтожающего ее.

телей. Особо можно будет оговорить степень дискуссионности отдельных положений.

Изложение современных взглядов на те или иные моменты процесса нефтеобразования логично повести в том порядке, который отвечает естественному ходу событий при развитии этого процесса.

Исходные организмы. Правильное решение вопроса об исходных организмах, давших начало нефти, требует чтобы были учтены следующие факты: 1) приуроченность подавляющего большинства первичных, или автохтонных (по отношению к вмещающим толщам) залежей нефти к субаквальным отложениям и при этом к таким, которые формировались преимущественно в обстановке морских или крупных солоноватоводных бассейнов; 2) наличие залежей нефти в отложениях всех геологических периодов начиная с кембрийского; 3) отсутствие принципиальных различий в существенных свойствах нефтей разного геологического возраста; 4) широкая распространенность, хотя и в очень рассеянном состоянии, нефтяных углеводородов в осадочных породах начиная с рифейских (синийских); 5) малая роль наземной растительности в додевонское время в общем балансе органического вещества Земли; 6) ограниченность в питании ряда крупных водоемов прошлого органическим веществом, приносимым с суши и, наоборот, преобладание во многих случаях в осадках органического вещества, образовавшегося за счет своего водного биоса, главным образом, растительного планктона; 7) принадлежность органических веществ, поступающих в бассейны с суши и переносимых в них течениями, к числу гумусовых и наиболее устойчивых соединений, обычно трудно или вовсе не усвояемых донными микроорганизмами; 8) повышенное содержание липоидных компонентов (основного источника сингенетичных «битумов» пород) в простейших водорослях, бактериях и других микроорганизмах и т. д.

Приведенные факты заставляют искать основные исходные для нефтематеринского вещества группы организмов среди таких, которые: 1) появились в истории Земли и стали играть существенную роль в балансе биопродукции морей и солоноватоводных бассейнов с кембрия (с рифея) [1]; 2) продолжали и продолжают играть эту роль после кембрия до наших дней; 3) имеют достаточно широкие ареалы распространения; 4) содержат биохимические компоненты, близкие по своему молекулярному составу к нефтяным углеводородам или могущие в условиях диагенеза и катагенеза перейти в таковые.

Этим условиям больше всего удовлетворяют низшие группы органического мира, преимущественно простейшие водоросли и микроорганизмы, составляющие главную массу планктона, а также бактерии, населяющие донные осадки.

В свете этих соображений старый спор о том, из растительных или животных остатков образовалась нефть, или же она возникла из тех и других, решается в пользу гипотезы «смешанного» происхождения нефти, но такого, в котором львиная доля падает на низшие растения.

Исходные биохимические компоненты. В состав организмов, дающих начало органическому веществу в осадках, входят различные биохимические компоненты, претерпевающие после смерти организмов различные превращения. По вопросу о том, какие именно компоненты и в

[1] Вообще говоря, в нефтеобразовании могли участвовать непосредственно или косвенно очень многие группы организмов, населявших нашу планету, но было бы грубой ошибкой пренебречь балансовой стороной проблемы и не принимать во внимание резкое различие в биопродуктивности разных групп организмов, совершенно различную их роль в питании осадков органическим веществом (органикой).

какой мере участвуют в нефтеобразовании, споры еще не прекратились до сих пор, однако большинство ученых придерживается более или менее определенных и достаточно обоснованных взглядов, а именно — видит главный источник нефтяных углеводородов и родственных им соединений в липоидах (в широком понимании, т. е. включая и липиды), не исключая в то же время и возможную роль белков. При этом учитываются липоиды («битумы» живого вещества) не только исходных водных организмов, но и те липоиды, которые синтезируются в телах иловых микроорганизмов за счет усвоения других биохимических компонентов.

В сущности, в нефтеобразовании участвуют в разной мере все составные части живого вещества: одни из них непосредственно являются источником компонентов нефти; другие — после микробиологической переработки; третьи — дают начало газам, способствующим начальной миграции нефти или органическим (жирным и другим) кислотам и их солям, повышающим растворимость углеводородов и некоторых других компонентов нефти в воде и тем самым также благоприятствующих их первичной эмиграции.

Главными нефтеобразователями, однако, являются именно липоиды, особенно липиды; из них возникают жирные кислоты, декарбоксилирование которых приводит к образованию углеводородов.

Характер исходного (нефтематеринского) вещества в осадках. Изучение органического вещества (ОВ), захороняющегося в отложениях больших водоемов (представляющих наибольший интерес с нефтегеологической точки зрения), позволило установить, что по своему составу оно может быть, в общем, подразделено на три основных типа — сапропелевое, гумусовое и смешанное. Сапропелевое ОВ, обычно обязанное своим возникновением низшим организмам, содержит, как правило, максимум битуминозных веществ (битумоидов), являющихся основным источником компонентов нефти. Гумусовое ОВ, образующееся чаще всего за счет высших растений, содержит меньше «битумов» (битумоидов), а в их составе — нефтяных углеводородов.

Многие исследователи считают, что именно сапропелевая органика является нефтематеринским веществом. Эта гипотеза, одним из основоположников которой являлся Г. Потонье, разделялась И. М. Губкиным. В настоящее время К. Крейчи-Граф и Х. Якоб только в сапропелевом ОВ, а не в каком-либо другом его типе видят исходный материал для нефти.

Ряд исследователей не исключают возможность участия в нефтеобразовании также ОВ гумусового типа, поскольку оно содержит битуминозные вещества. По-видимому, нельзя исключать в качестве материнского для нефти ни одного из типов органики, свойственной осадочным горным породам, хотя главную роль, безусловно, играет то ОВ, которое способно дать максимум нефтяных углеводородов, т. е. сапропелевое.

Необходимая степень концентрации органического вещества в осадках. Долгое время в качестве нефтематеринских признавались только породы, обогащенные органическим веществом или состоящие в основном из него. До сих пор существуют единичные сторонники весьма высокой изначальной концентрации органики, вплоть до «гомогенных» скоплений. Однако после обширных исследований в разных областях Земли, главным образом в СССР и в США, выяснилось, что нефть часто генетически связана с породами, характеризующимися весьма умеренным содержанием ОВ, иногда даже ниже кларкового. Наоборот, отложения, содержащие ископаемые угли и богатые горючие сланцы, во многих случаях оказываются неповинными в нефтеобразовании.

В породах, состоящих почти или нацело из ОВ, сильно замедляются каталитические процессы, связанные с взаимодействием минеральной и органической частями пород и играющие большую роль в возникновении и десорбции нефтяных углеводородов. По-видимому, существуют определенные оптимальные для генезиса нефти пределы колебания в степени концентрации органики, различные, во-первых, для разного типа ОВ, во-вторых, для разных типов вмещающих пород и, в-третьих, для разных геологических условий (например, различий в соотношении материнских пород и коллекторов, в глубине тектонического опускания, определяющего давление и температуру и т. д.).

Фации, наиболее благоприятные для формирования нефтематеринских отложений. В отношении характера таких фаций эволюция представлений шла по тому же пути, каким вообще следовало развитие взглядов на генезис нефти, а именно — по линии отмирания различных ограничений, придававших нефтеобразованию характер весьма специфического процесса, требовавшего особых, чуть ли не исключительных условий. Для примера можно напомнить об условии, выдвинутом в 1927 г. А. Д. Архангельским, о необходимости придонного заражения вод бассейнов сероводородом (по аналогии с Черным морем). Это требование к фациальной обстановке отложения нефтематеринских осадков было вскоре вполне обоснованно аннулировано. Отпало и ограничение их круга нормально морской или солоноватоводной обстановкой седиментации. Выяснилось, что нельзя считать глины единственным типом материнских пород и исключать из числа последних карбонатные осадки, некоторые алевритовые и даже песчаные породы.

Основным критерием для отнесения тех или иных фаций к числу благоприятных стало формирование в обстановке таких фаций осадков, содержащих органическое вещество, способное в процессе литогенеза дать начало углеводородам и другим компонентам микронефти. Поскольку последняя была констатирована в очень большой гамме разнотипных осадков различной фациальной природы, постольку из числа возможно нефтематеринских с уверенностью могут быть исключены лишь те осадки (и соответствующие им фации), которые лишены или содержат лишь следы органического вещества.

Если обратиться к тому обзору фаций, который дал Л. В. Пустовалов в первой части «Петрографии осадочных пород» (1940), то к числу исключаемых из объема обстановок, благоприятствующих формированию возможно нефтематеринских отложений, придется отнести полностью (или в основном): обстановки осадконакопления на склонах и поднятиях гор, в ледниковых областях, в пустынях, в речных долинах. Вообще отпадают субаэральные осадки (кроме отдельных типов почв), остаточные породы коры выветривания, большая часть грубообломочных пород (независимо от их происхождения) и т. д.

Хотя большинство субаквальных фаций, особенно «бассейновых», играющих и игравших в прошлом главную роль в формировании осадочных отложений, нельзя исключать из числа возможно нефтематеринских, однако не следует забывать, что роль различных обстановок, безусловно, была весьма различной — одни из них в большей, а другие в меньшей степени благоприятствовали образованию осадков, способных в дальнейшем генерировать нефть; одни пользовались широким распространением, другие были весьма локализованы.

Наиболее благоприятными для отложения нефтематеринских осадков и в то же время пользующимися широким развитием являются фации крупных внутренних морских бассейнов с нормальной или пониженной соленостью вод. Наличие мощных рек у таких бассейнов должно

расцениваться как положительный фактор, так как реки поставляют органо-минеральную муть, способствующую развитию планктона, являющегося основным исходным материалом для нефтеобразования.

Прибрежные фации благоприятны в том отношении, что в них может осуществляться смена пелитовых материнских осадков и песчано-алевритовых — будущих коллекторов нефти. В этом же отношении благоприятны и зоны развития донных течений, приносящих вглубь бассейна песчаный материал. Фации застойных участков водоемов характеризуются нередко повышенным содержанием органического вещества в осадках, обогащенного битуминозными компонентами.

С геохимической точки зрения наиболее благоприятны резко восстановительные условия, однако и обстановка слабовосстановительных геохимических фаций не исключает возможности накопления нефтематеринских отложений. При дальнейшем благоприятном развитии геологических процессов незначительные потенциальные возможности таких отложений могут быть компенсированы более жесткими термодинамическими условиями, способными обеспечить значительную отдачу материнскими породами своей микронефти.

Доля органического вещества, идущая на образование нефти. По этому вопросу долгое время велась борьба между двумя основными точками зрения — о валовом или лишь частичном, избирательном превращении органики в нефть. В настоящее время первая точка зрения, явно ошибочная, почти никем не разделяется. Сравнительный анализ содержания и состава ОВ и баланса различных его компонентов в современных, полуископаемых и ископаемых осадках показывает, что в битуминозные вещества (битумоиды) [1], исходные для нефти, преобразуется лишь часть органики, сравнительно небольшая для глинистых и песчано-алевритовых осадков (обычно несколько процентов) и более значительная для некоторых типов известняков, доломитов и мергелей (обычно два-три десятка процентов). Учитывая изменения в содержании и в составе битумоидов в породах на разных стадиях их литогенетического изменения и сравнивая количество и состав битумоидов в породах, еще не отдавших своей микронефти, с породами, которые уже несомненно производили нефть, можно было установить, что обычно эмигрирует только часть битумоидов от нескольких процентов до 30—40% от общего их содержания в породах.

Нефтеобразование вообще характеризуется во многом селективностью, а не валовостью. В нем участвуют главным образом определенные группы организмов и определенные их биохимические компоненты. И только наиболее миграционно способная часть битумоидов, возникших из этих компонентов, дает начало нефти.

Факторы нефтеобразования. Нефтеобразование является не кратковременным актом, а геологически длительным процессом, самым тесным образом связанным с возникновением и дальнейшими изменениями сначала осадков, а затем пород. Совершенно очевидно, что на разных стадиях литогенеза ведущую роль играли различные факторы.

Если подходить к нефтеобразованию достаточно широко, то необходимо связывать его начало с живым веществом, с авто- и гетеротрофными организмами. Именно в них рождались те химические соединения, из которых после более или менее существенного преобразования (пря-

[1] Здесь и в дальнейшем, где это не будет особо оговорено, под битумоидами будут пониматься вещества, экстрагируемые из пород хлороформом в аппарате Сокслета.

мое наследование отдельных соединений от живого вещества до нефти не играло сколько-нибудь существенной роли) и возникали компоненты нефти. В стадии седиментогенеза и диагенеза ведущую роль играли биохимические процессы.

В осадках к содержавшимся в исходных организмах липоидам (в частности, к жирам) и другим веществам, из которых легко образуются углеводороды, добавлялись новые порции таких же веществ, синтезированные иловой микрофлорой за счет других биохимических компонентов. В стадию диагенеза, в условиях восстановительной обстановки, происходило не только новообразование липоидов (и битумоидов), в частности углеводородов, но и их преобразование. Поэтому содержание битумоидов вглубь осадка возрастало и они становились более восстановленными, как это доказано для современных и полуископаемых морских отложений.

К концу диагенеза микробиальные факторы уступали место абиогенным, безраздельно господствовавшим по крайней мере в пелитовых породах в течение всего катагенеза. В эту стадию усиливалась в результате каталитических процессов, на скорости которых сильно сказывается повышение температуры, молекулярная перестройка органических соединений (в частности, диспропорционирование водорода). Битумоиды становились все более нейтральными и обогащались нефтяными углеводородами [1], составляющими основу микронефти. Ее доля в общем балансе органических веществ в породах постепенно возрастала, а она сама становилась все более подобной собственно нефти. Одновременно с созреванием микронефти генерировались газы (CO_2, метан и его гомологи), способствовавшие ее эмиграции из материнских пород [2].

Наступление самой поздней стадии катагенеза, а тем более переход к метаморфизму (метагенезу), знаменовались не только прекращением процесса нефтеобразования, но и уничтожением микронефти и нефти как таковой. Все завершалось графитизацией органического вещества и уходом газов метаморфизма.

Начальная миграция. Говоря о нефтеобразовании следует всегда различать две стороны в этом процессе, хотя они и связаны друг с другом. Во-первых, возникновение микронефти, т. е. дисперсного вещества, наиболее близкого по своему составу к собственно нефти (наименее измененной вторичными процессами), всегда строго автохтонного, находящегося большей частью в сорбированном состоянии. И. М. Губкин называл это вещество «диффузно-рассеянной нефтью»; американские авторы предпочитают говорить о «внерезервуарных углеводородах», т. е. об углеводородах, находящихся (и рождающихся) в породах, не являющихся коллекторами. Во-вторых, образование собственно нефти, капельно-жидкой, всегда в той или иной мере аллохтонной, оторвавшейся от материнского вещества (начальная или первичная

---

[1] Значительную роль в образовании углеводородов играло декарбоксилирование жирных кислот.

[2] Существует и другая точка зрения, согласно которой нефтеобразование завершается в основном уже к концу диагенеза или в самом начале катагенеза, при погружении нефтематеринских слоев на глубины по мнению одних, в 200—400 *м*, а по мнению других в 500—800 *м*. Авторы таких взглядов оставляют в стороне вопрос о происхождении легких фракций нефти, особенно бензиновой. Они не учитывают, что образование основной массы этих фракций, характер которых в нефтях обычно тесно связан с характером масляной фракции и асфальтово-смолистых компонентов, возможно, лишь в результате абиогенных каталитических превращений, осуществляющихся в условиях более высокой температуры, по-видимому, на глубинах не менее 1500 *м*.

миграция) и получившей возможность перемещаться и образовать скопления. Месторождение нефти, как правило заметил И. М. Губкин, не является местом ее рождения.

Вопрос о времени и факторах начальной миграции нефти, или что то же самое, об эмиграции микронефти, хотя и является одним из наиболее важных в проблеме генезиса нефти, пока еще не разрешен в достаточной степени. Наибольшее внимание до сих пор уделялось эмиграции углеводородов из глин, считающихся основным типом материнских пород. Реальными для микронефти в глинах являются два механизма первичной миграции — в виде раствора в водах, содержащих органические кислоты и их соли, и в виде растворов в газах, в условиях повышенного давления. Этот последний вид миграции, судя по экспериментам, может осуществляться только на глубинах не менее 1,5—2 *км*, где геостатическое давление в порах глин достигает необходимой величины для возникновения однофазового состояния («нефтегаза») и где уменьшается в силу катагенеза сорбционная емкость минералов глин и органического вещества, удерживающих микронефть.

Положения, отвергаемые правильным вариантом органической теории. Во избежание ошибок при выборе направлений для дальнейшей разработки проблемы генезиса нефти важно отбросить те положения, высказанные отдельными исследователями, неправильность которых является теперь совершенно очевидной. Перечень ошибочных утверждений, так сказать, негативно оттесняет сущность правильной теории, которую кратко, а следовательно и условно, можно назвать теорией микронефти. Эта теория, возникшая в результате эволюции представлений о потенциально нефтематеринских и собственно нефтепроизводящих отложениях, отвергает:

1) утверждение о необычности процесса нефтеобразования, в частности, о необходимости возникновения каких-либо особых фациальных обстановок в водоемах для начала развития этого процесса или каких-либо специфических условий на более поздних этапах нефтеобразования;

2) возможность валового превращения любого органического вещества в нефть, а также существования каких-либо промежуточных продуктов между нефтью и органическим веществом в целом;

3) необходимость концентрированных скоплений органического вещества для развития процесса нефтеобразования, но не исключает возможного участия в этом процессе и гомогенных масс органики;

4) возникновение готовой, уже созревшей нефти сразу в илах (осадках), но утверждает, что образование ее (в виде юной микронефти) начинается именно в илах;

5) возможность завершения процесса образования нефти в стадию диагенеза, но считает, что этот этап играет весьма важную роль в формировании микронефти;

6) обязательность полного или почти полного удаления наиболее миграционноспособной части битумов (микронефти) из материнских пород для насыщения ловушек нефтью;

7) представление, что для положительной оценки перспектив нефтеносности седиментационного бассейна можно ограничиться констатацией лишь наличия в разрезе нефтематеринских (потенциально нефтематеринских) пород, коллекторов и существования ловушек, не учитывая, имели ли место условия, необходимые для эмиграции микронефти, т. е. для реализации потенциально материнскими породами своих возможностей и превращения в собственно нефтепроизводящие (достаточная глубина захоронения и др.).

О ЗАДАЧАХ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Строительство коммунизма в нашей стране требует грандиозного увеличения за короткие сроки добычи нефти и газа. Осуществление этой задачи потребует открытия многих новых месторождений и значительного прироста промышленных запасов, а это предполагает всемерное развитие и усиление роли нефтяной геологии.

Наука о нефти достигла за последние годы больших успехов, но далеко не таких, которые нужны нефтяной промышленности. Поэтому чрезвычайно важно форсировать разработку теоретических проблем нефтяной геологии с целью выявления практически важных рекомендаций, могущих уменьшить число неудачных поисковых скважин и снизить затраты на разведку нефти и газа, составившие за последние 15 лет (1946—1960 гг.) более 40% от общих очень крупных капиталовложений в нефтяную и газовую промышленность СССР. Следовательно, даже незначительное повышение эффективности поисковоразведочных работ съэкономит нашей стране очень большие средства.

Одной из центральных проблем, требующей дальнейшей разработки, надо считать проблему нефтепроизводящих отложений, рассматриваемую во многом в новом аспекте. Необходимо добиться качественного скачка в диагностике нефтепроизводящих пород и отложений, что требует прежде всего введения меры и числа в характеристику отложений, содержащих исходную для нефти органику, т. е. отложений, могущих стать (или уже ставшими или бывшими) нефтематеринскими, и сосредоточить свои усилия на выявлении критериев, позволяющих оценивать степень полноты отдачи нефти нефтепроизводившими породами.

Несмотря на очевидную остроту этой задачи даже сама формулировка ее вызывает затруднения из-за неразработанности терминологии. Уточнение последней требует, конечно, предварительного создания классификации отложений с точки зрения их потенциальных возможностей и степени реализации их в отношении генерирования нефти.

Прежде всего надо различать породы, содержащие и не содержащие исходные для нефти вещества. Первые обычно именуются нефтематеринскими, но этот термин, особенно в свете новых данных, представляется не очень удачным. По-видимому, таковым считал его И. М. Губкин, употреблявший этот термин очень редко. Избегал этот термин и Л. В. Пустовалов.

Во многих случаях приходится иметь дело с породами (тем более это можно сказать об осадках), еще не родившими нефти, а лишь способными при наступлении соответствующих условий генерировать ее. Именовать породы материнскими (для нефти) до того, как они стали таковыми, вряд ли можно считать правильным. Подобрать для них совершенно новый термин до сих пор не удалось и пока приходится называть такие породы потенциально нефтематеринскими. Этот составной термин, во всяком случае, дает понять, что речь идет о породах, содержащих вещество, способное дать начало нефти, но еще не родившее нефть как таковую.

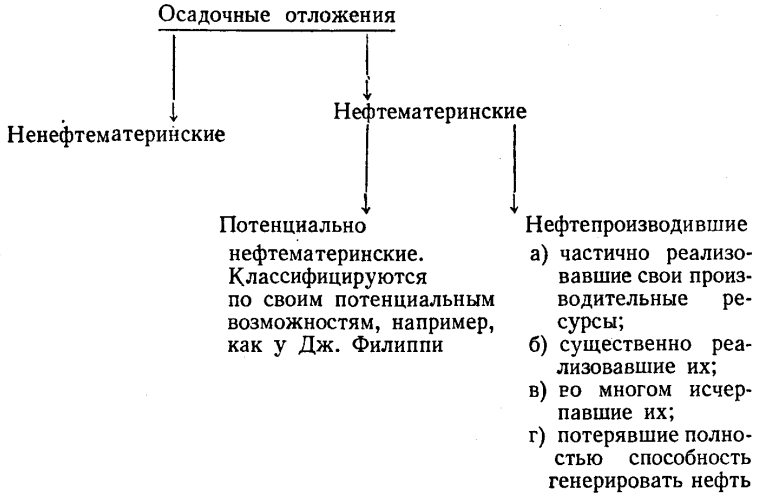
Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова употребляли термин «битумообразующие толщи». Однако этот термин нельзя признать удачным, так как в его основу положено слово «битум», которое, как это отмечалось многими геологами и химиками, уже давно потеряло определенность, столь необходимую научным терминам. Используя слово «битум» как исходный термин, Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова, к сожалению, не уточнили свое понимание этого слова, т. е. не очертили круг веществ, охватываемых понятием о «битумах». Между тем до сих пор «битумами» называют как все нафтиды, т. е. нефть и ее естественные производные, так и битуминозные вещества, экстрагируе-

мые из пород органическими растворителями, и при том разными и в разных условиях, т. е. вещества, которые мы именуем битумоидами. Поскольку Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова особо выделяют «нефтеобразующие» отложения и считают их частным случаем «битумообразующих», постольку, казалось, можно было бы думать, что употребляя этот последний термин авторы имели в виду «битумы» (битумоиды) пород. Однако они разъясняют, что «....битумообразующие толщи.... содержат нефть в кавернах и трещинах пород....» (1955, стр. 91). Следовательно, эти толщи могут быть отнесены к категории отложений, уже генерировавших нефть, хотя, как выясняется в дальнейшем, «в целом не являются нефтеносными», так как не расслоены коллекторами (стр. 92). При этом авторы не учли, что существуют трещинные коллекторы.

Вызывает недоумение то обстоятельство, что с одним и тем же словом «образующие» Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова связывают два различных представления. Когда они говорят о «битумообразующих» отложениях, то имеют в виду, что «битумы» в основном остаются в породивших их породах (нефть не отдана, не отделена в коллекторы); когда же речь заходит о «нефтеобразующих» отложениях, то авторы связывают с ними представление именно об отделении нефти от материнской породы. Следовательно, в одном случае «образовать» означает — породить, но сохранить («битумы»), а в другом — породить и отдать (нефть). Это явное терминологическое упущение.

Те потенциально нефтематеринские породы и свиты, в которых при наступлении благоприятных условий смогло произойти обособление микронефти путем ее эмиграции и, следовательно, образование капельно-жидкой, свободной нефти, должны именоваться нефтепроизводящими (нефтегенерирующими) или, лучше, нефтепроизводившими, нефтеродившими. Среди них по степени отдачи ими микронефти можно различать: 1) только начавшие продуцировать нефть; 2) отдавшие существенную долю своей микронефти; 3) во многом исчерпавшие свои возможности генерировать нефть и 4) полностью лишившиеся этих возможностей.

Для обозначения всех пород и свит, как еще не производивших и генерировавших нефть можно употреблять общий термин — нефтематеринские (см. схему).



Для практики важно не только отличать нефтематеринские отложения от ненефтематеринских, но и оценивать потенциальные возможности первых, например, по содержанию в них хлороформенных битумоидов, а в их составе — микронефти (углеводородов). Еще важней знать, при каких геологических условиях и в какой мере потенциально нефтематеринские породы и отложения могли реализовать свои материнские способности. Очевидно, что эти условия были различными

для разного типа материнских пород и для разных случаев их сочетания с коллекторами.

Весьма важно научиться уверенно отличать нефтепроизводящие (нефтегенерировавшие) породы от потенциально нефтематеринских и выявить критерии, по которым можно было бы судить об относительном и абсолютном количестве продуцированной нефтепроизводящими породами нефти.

Все эти задачи являются разрешимыми по крайней мере в первом приближении к правильным ответам. Нефтепроизводящие отложения могут, как это показал С. Г. Неручев, характеризоваться региональным распространением реальных следов миграции нефти. Так как нефть всегда аллохтонна, то все вторичные «битумопроявления» (нафтидопроявления) являются следами миграции нефти. Они могут быть выявлены визуально, под кварцевой лампой; микроскопически — в ультрафиолетовых лучах; химико-аналитически — по аномально высокому содержанию хлороформенного битумоида (в процентах от веса породы и от веса органического углерода); по качественному составу аллохтонного битумоида (нафтида) — более богатого масляной фракцией и обедненного гетероэлементами (серой, кислородом и азотом) по сравнению с автохтонными битумоидами (сингенетичными «битумами» пород) и т. д.

Американские химики Э. Брей и Э. Эванс нащупали интересный путь к решению проблемы выделения нефтепроизводящих отложений, которым у нас еще не воспользовались. Они установили, что относительное содержание (распределение) нормальных парафиновых углеводородов начиная от $C_{24}H_{50}$ и до $C_{34}H_{70}$, совершенно различно для микронефтей из современных осадков и для нефтей из залежей. В первом случае заметно преобладают углеводороды с нечетным числом атомов углерода в молекуле, во втором — этого преобладания нет. В ископаемых же глинистых и карбонатных породах (от эоцена до карбона включительно) наблюдается пестрая картина: то преобладают «нечетные» молекулы (что характерно для современных осадков), то соотношение между «четными» и «нечетными» молекулами приближается к тому, которое примечательно для нефти. По мнению Э. Брея и Э. Эванса, именно такие породы, в которых отношение «четные» : «нечетные» близко, как и в нефтях, к 1, продуцировали нефть.

Необходимо форсировать постановку подобного рода исследований (включив в их сферу и другие углеводороды, а также и некоторые неуглеводородные соединения) с помощью молекулярной масс-спектрометрии и в наших институтах.

Разработку проблемы *«Выявление качественных и количественных критериев для классификации нефтематеринских пород по их потенциальным или уже реализованным возможностям нефтегазогенерирования»* естественно вести параллельно с исследованиями по темам: «Генетическая классификация рассеянного органического вещества», «Взаимосвязь между органическими и минеральными компонентами пород», «Кларковые и субкларковые содержания органического вещества и его компонентов в породах разного типа и разного возраста», «Закономерности в распределении нефтематеринских отложений в седиментационных циклах (от рифея до антропогена)», а также по другим темам.

Разработка первой из названных тем была начата во ВНИГРИ В. А. Успенским. В основу генетической классификации типов рассеянного органического вещества он положил, с одной стороны, фациальную природу вмещающих отложений и характер исходной органики, а

с другой стороны, степень их литологического преобразования (степень «метаморфизма»). Исследования велись в основном химическими методами и только недавно к ним были присоединены методы углепетрографии, включая и люминесцентную микроскопию.

В результате работ по теме можно будет «...связать установленный комплекс оптимальных показателей (в смысле нефтеобразовательного потенциала.— *Н. В.*) в характеристике органического вещества с определенной группой фаций, с определенным комплексом геологических условий, с определенными палеогеографическими обстановками, с определенными фазами геологического цикла» (Успенский и др., 1958, стр. 226).

Изучение органического вещества, рассеянного в породах, должно сопровождаться *параллельным* изучением их минеральной части. В отношении установления связи между содержанием в породах $C_{орг}$ и различных форм железа и серы, выделения соответствующих геохимических фаций и т. д. сделано уже немало. Следует подчеркнуть, что понятие о геохимических фациях было введено в науку Л. В. Пустоваловым. В дальнейшем это направление получило развитие в трудах Г. И. Теодоровича, Г. И. Бушинского, Л. А. Гуляевой и других исследователей.

Совершенно недостаточно, однако, изучена роль глинистых минералов в нефтеобразовании, в частности монтмориллонита, обладающего наибольшей каталитической активностью. Нельзя пройти мимо весьма интересной связи, установленной Ш. Уивером (Ch. E. Weaver, 1960), между обогащенностью пород этим минералом и богатством нефтью соответствующих интервалов разреза осадочных образований Pz, Mz и Kz в США. У нас проблему взаимосвязи между содержанием монтмориллонита и степенью его «гидрослюдизации», с одной стороны, и битуминозностью соответствующих отложений, с другой — начал разрабатывать И. Д. Зхус. Такого рода исследования следует расширить и углубить, увязав самым тесным образом с работами по темам «Генетическая классификация рассеянного органического вещества» и «Начальная миграция микронефти».

Следующая тема — *«Определение кларковых (общих) и субкларковых (частных) содержаний органического вещества и его компонентов в породах различного фациального типа, находящихся на разных стадиях литогенеза, разного возраста и развитых в разных геотектонических и палеоклиматических областях»*. Научное и практическое значение такого исследования не вызывает сомнений[1]. Оно позволит выявить общую картину распределения $C_{орг}$, битумоидов, микронефти и других компонентов органического вещества по разрезу отложений, обеспечит возможность более точного определения баланса материнского для нефти вещества, для разных седиментационных бассейнов и т. д.

Эта работа будет способствовать успешному осуществлению исследований по важной теме — *«Закономерности размещения нефтематеринских отложений в седиментационных циклах (от рифея до антропогена)»*, в основу которой должен быть положен формационный (гео-

[1] Об этом может свидетельствовать работа А. Б. Ронова (1958), посвященная вопросу о распределении $C_{орг}$ в осадочных отложениях Русской платформы. А. Б. Роновым определены средние содержания $C_{орг}$ (субкларки) в породах разного типа, возраста в разных областях — нефтеносных и ненефтеносных. Им установлен ряд важных закономерностей. Разработанная А. Б. Роновым методика «опробования» заслуживает использования при дальнейших аналогичных исследованиях.

генерационный) анализ. Вообще учение о формациях еще совершенно недостаточно используется в нефтяной геологии, хотя оно, безусловно, поможет установить важные закономерности в размещении не только материнских отложений, но и коллекторов разного типа и пород-изоляторов («покрышек»), а также наиболее удачных с нефтегеологической точки зрения их взаимных соотношений. Подобное направление исследований уже намечено В. В. Белоусовым и В. Е. Хаиным.

В общем, определяется круг геолого-геохимических тем, преследующих цель всестороннего освещения проблемы нефтематеринских (и нефтепроизводивших) отложений. При разработке этих тем должны использоваться самые различные методы исследований — геологические, физико-химические и физические.

Весьма важным направлением исследований по проблеме генезиса нефти является изучение начальной, или первичной миграции микронефти, т. е. процессов, приводящих к рождению собственно нефти — десорбировавшегося флюида, способного мигрировать по порам и трещинам в породах и образовывать в ловушках скопления.

В настоящее время можно считать установленным, что из всех гипотез начальной эмиграции из глин сохранили право на существование только две — миграция микронефти в водорастворимом состоянии и в виде раствора в газах, в однофазовом состоянии. По-видимому, нет оснований противопоставлять друг другу оба эти механизма первичной миграции (в том смысле, что считать реальным только один из них), как нет оснований отрицать значения обеих форм миграции и на следующих этапах формирования залежей — при перемещении нефти по порам и трещинам пород. Растворение углеводородов и других компонентов нефти в воде играет роль также при разрушении нефтяных залежей в зоне активного водообмена.

В СССР исследования по миграции нефти в водорастворенном состоянии проводились во ВНИГРИ М. И. Гербер и М. Ф. Двали (1961), в США — Э. Бэкером (E. G. Baker, 1959) и У. Мейншейном (W. G. Meinschein). У нас эти работы, к сожалению, прекращены, хотя и были получены весьма интересные результаты. Необходимо возобновить соответствующие эксперименты в лабораторных условиях, увязав их теснейшим образом с изучением органических соединений в природных водах, успешно осуществляемой Е. А. Барс (ИГиРГИ).

Значительные успехи достигнуты в СССР в отношении изучения миграции нефти в состоянии раствора в сжатых газах. Впервые опыты по переводу нефти и газов в условиях высокого давления в однофазовое состояние были поставлены в ИГиРГИ (в Институте нефти Академии Наук СССР) М. А. Капелюшниковым и С. Л. Заксом, преследовавших цель извлечения из недр «пассивной», остаточной нефти. По инициативе И. О. Брода эксперименты стали проводиться также в геологическом аспекте для выяснения условий перехода нефти и газа в однофазовый «нефтегаз» в условиях, аналогичных природным, и для оценки возможной роли этого механизма в формировании нефтяных залежей. В таком направлении работы стали вестить в ИГ и РГИ (Т. П. Жузе, Г. Н. Юшкевич, М. И. Гербер) и во ВНИГРИ (М. И. Гербер, М. Ф. Двали, С. Н. Белецкая).

Дальнейшие экспериментальные исследования в этой области следует проводить в условиях, еще более близких к природным, в частности, использовать естественные газы, учесть наличие в породах влаги, попытаться выделять битумоиды из цельных кусков породы, а не только из порошка, научиться улавливать легкие фракции микронефти и т. д.

При разработке проблемы начальной миграции до сих пор главное внимание обращалось на глинистые породы и в гораздо меньшей степени — на карбонатные и особенно на алевритовые. Это упущение, по справедливому указанию М. Ф. Двали, должно быть устранено.

Совершенно очевидна необходимость детального исследования различными методами химического состава извлекаемых путем растворения в воде или газах компонентов органического вещества пород, чтобы можно было сравнивать эти компоненты с соответствующими компонентами нефтей.

Указанные эксперименты составляют важное звено в теме «Время, факторы и механизмы начальной миграции нефти», но далеко не исчерпывают всех направлений исследований по этой весьма важной теме, связывающей две стороны процесса нефтеобразования — генезиса нефти (микронефти) и формирования ее залежей. Большое внимание должно быть уделено выяснению вопроса о времени, точнее, о тех этапах литогенеза, при достижении которых начинается и развивается эмиграция микронефти из глинистых и карбонатных пород и начальная миграция в алевритовых материнских породах; какие геологические условия способствуют первичной миграции, какие, наоборот, задерживают ее. Следует учитывать влияние карбонатности и кремнистости пород; минералогического состава глин; песчано-алевритовой примеси в них; степени потери минералами глин и органическим веществом своей сорбционной емкости; соотношения в разрезе (характер чередования) различных пород и т. д.

В цикле тем, направленных на решение проблемы происхождения нефти, весьма важное место должна занять тема «Генетическая классификация нафтидов и нафтоидов». Такая классификация является венцом геохимического изучения нефтей и ее естественных производных (нафтидов), а также продуктов природной возгонки (нафтоидов). В центре внимания должны быть нефти и основные факторы их изменения в природе, связанные с катагенезом, гипергенезом и миграцией. Главной предпосылкой для успешного решения этой задачи в отношении нефтей является самая тесная корреляция различных свойств нефтей со свойствами их спутников — газов и вод — и с геолого-геохимическими условиями залегания всех флюидов в недрах. Параллельно с обобщением всего накопленного ранее материала с применением статистических методов (начало такого рода исследованиям положили В. А. Успенский и О. А. Радченко, Г. А. Амосов; больше всего сделано в этом отношении А. А. Карцевым) необходимо расширить и углубить изучение состава нефтей разного типа, различных их компонентов — углеводородных и неуглеводородных, в частности металлоорганических.

Очень важно обеспечить широкое использование новейших методов исследования — хромотографического, инфракрасной спектроскопии, изотопной и молекулярной масс-спектрометрии и других.

При изучении нефтей, наименее измененных вторичными процессами, следует осуществлять детальное сравнение их состава с составом микронефтей, извлекаемых наиболее мягкими растворителями из материнских пород, как еще не отдававших свои углеводороды, так и уже генерировавших нефть. Такого рода исследования свяжут работы по данной теме с тематикой, направленной на разработку проблемы нефтепроизводивших отложений.

Выше отмечалось, что проблема генезиса нефти и газа составляет лишь один из трех основных элементов более общей проблемы «Закономерности пространственного размещения залежей нефти и газа». Дли-

тельное время исследования, преследующие цель уточнить условия образования нефти, велись без должной увязки с двумя другими элементами указанной более общей проблемы, хотя все они взаимосвязаны. Это упущение следует ликвидировать путем постановки работ, имеющих своей задачей более тесную увязку исследований в области генезиса нефти и газа с исследованиями по проблеме формирования нефтяных и газовых залежей и по проблеме пространственного их размещения.

Связующим звеном для первых двух проблем (генезиса нефти и газа и формирования их скоплений) является тема — «Начальная миграция нефти». О ней уже говорилось выше. Следует выдвинуть другие связующие темы для взаимоувязки исследований по проблеме генезиса и проблеме размещения, а также по проблеме формирования и проблеме размещения. Одним из методов взаимоувязки и взаимного оплодотворения исследований в разных областях общей проблемы должно явиться более широкое использование химических данных при решении вопросов, считавшихся до сих пор главным образом геологическими (например, вопросы формирования залежей), при одновременном углублении геологического истолкования результатов химических анализов нефтей и других нафтидов, органического вещества осадков и пород и т. д. Словом, нужно усиление роли геохимии при решении всех задач, стоящих перед нефтяной геологией. Оно необходимо и там, где ограничивались раньше геологией, и там, где до сих пор ограничиваются в сущности химией (хотя и называют ее иногда геохимией). Только геолого-геохимический подход обеспечит максимальные успехи в разработке основных теоретических проблем нефтяной геологии и, следовательно, принесет наибольшую пользу практике.

В настоящее время в связи с необходимостью долгосрочного планирования развития нашего народного хозяйства, весьма актуальна, как это справедливо подчеркивает акад. А. А. Трофимук, тема «Методика подсчета прогнозных запасов нефти на генетической основе». Практическая направленность этой темы очевидна сама по себе, но столь же очевидно, что успешная разработка ее требует самого полного использования всех достижений науки в области генезиса нефти. Особое значение для данной темы приобретают вопросы количественной оценки потенциальных возможностей нефтематеринских отложений, немыслимой без учета геологической обстановки, в которой они находятся. Освещение именно этого круга вопросов и составляет основную задачу исследований по рассмотренной выше проблеме нефтепроизводящих отложений. Практическую направленность должны иметь и все другие темы, связанные с проблемой генезиса нефти. Дальнейшая ее разработка должна обеспечить качественный скачок в развитии нефтяной науки и всемерно способствовать сближению теории нефтяной геологии и практики поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Амосов Г. А. Статистическое сопоставление свойств нефтей, вод и газов Грозненской области между собой и с геологическими параметрами. В кн.: «Авторефераты научных трудов ВНИГРИ», вып. 15, 1956.

Архангельский А. Д. О древности сероводородного заражения в морских бассейнах Крымско-Кавказской области и вероятные связи этих явлений с процессами нефтеобразования.— Нефтяное хоз-во, 1926, № 4.

Барс Е. А. Растворенное органическое вещество подземных вод и возможность его использования в нефтяной геологии.— Материалы VIII совещания работников лабораторий геол. организаций. 1961, вып. 7.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.

Брод И. О. Основные вопросы нефтеобразования. В сб.: «Происхождение нефти и природного газа». Гостоптехиздат, 1947.

Вассоевич Н. Б. Микронефть. В сб.: «Исследования ВНИГРИ в области нефтяной геологии».— Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 132.
Вассоевич Н. Б. По поводу терминов «битумы», «битумогены» и «битумоиды». Труды ВНИГРИ, 1960, геол. сб., № 5., вып. 163.
Вассоевич Н. Б. и Амосов Г. А. Изменение нефтей в земной коре. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, II (V). Гостоптехиздат, 1953.
Гербер М. И., Двали М. Ф. Природные сжатые газы как вероятный фактор миграции нефти из материнских пород.— Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 168.
Двали М. Ф. Возможные факторы и процессы первичной миграции нефти. Исследования ВНИГРИ в области нефтяной геологии.— Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 132.
Жузе Т. П., Капелюшников М. А. Метод разделения нефти на фракции при невысоких температурах.— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1954, вып. 1.
Закс С. Л. К вопросу о миграции и аккумуляции нефти.— Докл. АН СССР, 1955, **105**, № 2.
Захус И. Д. К вопросу о роли глинистых минералов в процессе нефтеобразования.— Докл. АН СССР, 1958, **115**, № 2.
Капелюшников М. А. К вопросу о миграции и аккумуляции рассеянной нефти в осадочных горных породах.— Докл. АН СССР, 1954, **99**, № 6.
Капелюшников М. А., Жузе Т. П., Закс С. Л. Исследование критических условий в системе нефть — газ и влияние на них пород пласта.— Труды Совещания по развитию научно-исслед. работ в области вторичных методов добычи нефти.— Изв. АН Азерб. ССР, 1953, **273**.
Карцев А. А. Геохимическая эволюция нефтей.— Труды МИНХ и ГП, 1960, вып. 27.
Карцев А. А. Изменения нефтей и газов по площади нефтегазоносных бассейнов и зон нефтегазонакопления. Справочник по геологии нефти. Гостоптехиздат, 1960.
Карцев А. А., Табасаранский З. А., Суббота М. И., Могилевский Г. А. Геохимические методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1954.
Ковалев Л. В. Изучение растворимости нефти в сжатых углеводородных газах и состава смолистых соединений, переходящих вместе с углеводородами в газовую фазу. Дис. на соиск. учен. ст., 1960.
Крейчи-Граф К. Диагностика нефтеобразования. В сб.: «Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых». Под ред. Н. Б. Вассоевича. Гостоптехиздат, 1961.
Польстер Л. А., Захус И. Д., Гусева А. Н. и др. Органическое вещество и глинистые минералы Восточного Предкавказья. ИГиРГИ АН СССР, 1960.
Пустовалов Л. В. О генезисе липецких железных руд.— Труды Мин. ин-та АН СССР, 1931, **1**.
Пустовалов Л. В. Новые данные о происхождении липецких и тульских железных руд.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 202.
Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 285.
Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., 1933, № 1.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гостоптехиздат, 1940.
Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах Русской платформы.— Геохимия, 1958, № 5.
Соколова М. Н., Капелюшников М. А., Закс С. Л. О возможности извлечения углеводородов из глинистых пород путем растворения в сжатых газах.— Докл. АН СССР. 1956, **10**, № 4.
Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. Гостоптехиздат, 1948.
Страхов Н. М. О значении сероводородных бассейнов как областей аккумуляции битуминозных и нефтепроизводящих свит.—Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
Страхов Н. М., Родионова К. Ф. и Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 155.
Теодорович Г. И. Геохимические фации и нефтепроизводящие породы девона Урало-Волжской области. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Волжской области». Изд-во АН СССР, 1956.
Теодорович Г. И. Осадочные минералого-геохимические фации. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Изд. Львовского ун-та, 1956.
Трофимук А. А. Некоторые вопросы подготовки запасов нефти и газа на первое десятилетие создания материально-технической базы коммунизма.— Геология нефти и газа, 1962, № 2.
Успенский В. А. Классификация рассеянного органического вещества пород под углом зрения диагностики нефтематеринских отложений. В кн.: «Материалы методического совещания работников научно-исслед. лаборат. геол.-развед. организаций». Л., 1957.

Успенский В. А. и Радченко О. А. К вопросу генезиса типов нефтей.— Труды ВНИГРИ, новая серия, 1947, вып. 19.
Успенский В. А., Инденбом Ф. Б., Чернышева А. С. и Сенникова В. Н. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества. В сб.: «Вопросы образования нефти».— Труды ВНИГРИ, 1958, вып. 128.
Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
Baken E. G. Origin and migration of oil.— Science, 1959, 129.
Bray E. E. and Evans E. D. Distibution of n-paraffins a clue to recognition of source beds — Geochim. et cosmochim. acta, 1961, **22**, № 1.
Jacob H. Über bezichungen zwischen Kohle und Erdöl. «Erdöl und Kohle», 13, Jahrgang, № 1, 1960, Hamburg.
Jacob H. Über bituminöse Schiefer, humose Tone, Brandschiefer und ahnliche Gesteine. Ein Beitrag zur frage der Erdölgenesis aus cohlenpetrologischer Sicht. «Erdöl und Kohle», Bd. 14, № 1, 1961, Hamburg.
Knjeci-Graf K. Mikronaphte und die Entstehung des Endöls.— Mitt. Geol. Ges. Wien, 1960, **53**.
Weaver Ch. E. Possible uses of clay minerals in Seanch for oil.— Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, № 9.

Г. И. Теодорович

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ВЕРОЯТНЫХ НЕФТЕПРОИЗВОДЯЩИХ И РАССЕЯННО-БИТУМИНОЗНЫХ СВИТ

Роль нефтепроизводящих или первичнонефтеносных свит с позиции органической теории происхождения нефти весьма велика, а их минералого-геохимические особенности, в первую очередь, фации, имеют первостепенное значение. На органическое происхождение промышленных скоплений нефти указывают приуроченность подавляющей части промышленной нефти к осадочным отложениям и крупная периодичность в распределении залежей нефти по геологическим системам (времени), аналогичная периодичности в распределении месторождений угля и рассеянного органического вещества осадочных пород.

Как известно, в нефтях всегда содержатся оптически активные вещества, образующиеся в природе, практически почти исключительно в результате жизнедеятельности организмов. Во всякой нефти содержатся азотистые соединения органического происхождения, а также сера и небольшие количества фосфора, частично биогенные. В значительной части азотистые компоненты нефтей не выдерживают высоких температур. Обычно нефти содержат порфирины или их и простые пиролловые соединения; значительно менее распространены нефти, содержащие только простые пиролловые соединения. Порфирины разлагаются в среднем при нагревании до 200° (от 150 до 250°), представляя образования, возникшие в поверхностных или приповерхностных частях земной коры, в осадочных отложениях. За последние 10 лет в СССР и в США при изучении субаквальных морских и солоноватоводных отложений, по мере углубления в толщу донных осадков, удалось установить начало и первые стадии новообразования в них нефтяных углеводородов.

Л. В. Пустовалов в 1933 г. ввел в науку понятие о геохимических фациях и наметил отдельные типы их. В 1947 г. мы выделили ряды геохимических фаций по профилю окислительно-восстановительного потенциала (rH) в осадке, по средним значениям pH и по естественным сочетаниям в иловой среде профилей rH, средних значений pH и степени минерализации вод.

Для возникновения нефтяных битумов благоприятны (Теодорович, 1952, 1954): а) сочетание в субаквальных осадках резко- и вообще восстановительных условий со слабо щелочными, щелочными или нейтральными значениями pH; б) морские и вообще соленые воды, а также солоноватые или слабосолоноватые воды; в) достаточное содержание в исходных илах сапропелевого органического вещества. Наибольшее значение имеют принадлежность геохимических фаций к

тому или иному типу профиля rH осадка (Теодорович, 1949, 1958$_2$) и наличие в осадке активного органического вещества: рассеянного сапропелевого или гумусово-сапропелевого и, реже, сконцентрированного сапропелевого. Геохимические фации выделяются по сингенетическим минералам с учетом наличия или отсутствия бентоса и его характера (Теодорович, 1947, 1958$_2$).

Большинство исследователей связывает образование нефтяных битумов с изменением сапропелевого органического вещества в восстановительной или резко восстановительной (сероводородной) обстановке в илах. Л. В. Пустовалов (1940) подчеркнул, что наиболее подвижные продукты дифференциации растительного вещества при его поверхностном изменении — коллоидные гуминовые соединения, согласно данным Хаземана, в морской воде (особенно в восстановительной обстановке) могут превращаться в нефтяные углеводороды. Распространенные в природе гуматы железа, в противоположность гуматам кальция, достаточно подвижны и, таким образом, транспортируясь пресными речными водами, могут попадать в моря. Однако соображение Хаземана экспериментально не проверено. Можно считать, что исходным органическим материалом нефтяных битумов и нефти является обычно сапропелевое вещество [1], связанное, как правило, с органическим миром самого бассейна, или оно и гуминовые соединения, поступившие в бассейн с материковой или островной суши.

Для субаквальных отложений терригенного типа, а именно песчано-алеврито-глинистых, широко распространенных в природе, обычно развитие минералого-геохимических фаций с многократно колеблющимся положением окислительно-восстановительного (ОВ) раздела. Среди отложений этого ряда при наличии в исходных осадках достаточного количества рассеянного сапропелевого или гумусово-сапропелевого органического вещества благоприятными для образования нефтяных битумов являются принадлежащие следующим минералого-геохимическим фациям (намеченным при учете бентоса): 1) первично-сульфидной или сероводородной (FeS_2 при отсутствии бентальной фауны); 2) сидеритово-сульфидной, анкеритово-сульфидной и шамозитово-сульфидной или смешанной (с 3—4 характерными сингенетическими минералами); 3) сульфидно-сидеритовой, сульфидно-анкеритовой, сульфидно-шамозитовой или смешанной (с 3—4 характерными сингенетическими минералами); 4) сульфидно-глауконитовой. Благоприятными могут быть также отложения сидеритовой, анкеритовой и шамозитовой или смешанной (с 2 сингенетическими минералами) геохимической фации при наличии значительного количества рассеянного сапропелевого или гумусово-сапропелевого органического вещества. Геохимические фации этой (пятой) группы, в случаях недостаточного содержания рассеянного сапропелевого вещества, не могут быть отнесены к числу благоприятных для образования нефтяных битумов.

Минералого-геохимические фации, благоприятные для образования нефтяных битумов и характерные для нефтепроизводящих свит, широко известны в живетских и нижнефранских отложениях Урало-Волжской области (отчасти в терригенной толще нижнего карбона здесь же), в отложениях майкопской свиты Азербайджана и Северо-Кавказской провинции, в чокракских и караганских отложениях, как и в кумском горизонте Северного Кавказа и Предкавказья и т. д. Они известны также в ряде горизонтов мезозоя Кавказской провинции (юры и нижнего мела) и Средней Азии (юры, нижнего и верхнего мела.).

[1] Речь идет о типичном сапропелевом веществе морских или солоноватых вод, а не о пресноводном сапропеле.

Геохимические фации с самого начала выделялись нами при учете бентоса (Теодорович, 1947). Минералого-геохимические фации в отложениях терригенного девона и нижнего карбона Урало-Волжской области (Теодорович, Полонская и др., 1960; Теодорович, Соколова и др., 1962) выделялись нами на основании не только содержания сингенетических железистых минералов, характеризующих первые этапы диагенеза осадка, но и при учете характера бентальной фауны. При изучении битуминозных и, в частности, первично-нефтеносных комплексов определение минералов — индикаторов производилось в шлифах и аналитическим химическим путем в глинах и глинисто-алевритовых породах.

При построении карт минералого-геохимических фаций для отдельных моментов времени формирования терригенного девона и терригенной толщи нижнего карбона, мы анализировали раннедиагенетические минералы соответствующих глинистых и глинисто-алевритовых отложений. Имея дело с субаквальными минералого-геохимическими фациями, мы учитывали существование двух рядов таких фаций: с многократно микроколебательным режимом окислительно-восстановительного (ОВ) раздела и с устойчивым положением его (Теодорович, 1949, 1952, 1958_1). В последних случаях для установления типа фации особую роль приобретает учет характера бентального населения, в том числе и бесскелетного (некоторые черви-илоеды и т. п.). В самом деле, при устойчивом положении ОВ раздела в иле или у его поверхности, различные реакционноспособные железистые соединения верхней части осадка по мере накопления, проходя через поверхность ОВ раздела, превращаются в резко восстановленные соединения железа, т. е. гидросульфиды и сульфиды. Наличие донной фауны и присутствие в этих же отложениях из железистых диагенетических минералов лишь пирита свидетельствуют о доступе кислорода в верхний слой осадка. Характер донной фауны является мерилом интенсивности или, наоборот, затрудненности поступления кислорода в придонные воды и верхние горизонты осадка.

Таким образом, при выделении минералого-геохимических фаций по профилю rH следует учитывать существование двух рядов фаций: с колеблющимся и с устойчивым положением ОВ раздела (Теодорович, 1949, 1958_1), причем в резко окислительных и резко восстановительных (сероводородных) фациях границы этих двух рядов стираются.

Представления о сероводородной (первично-сульфидной) геохимической фации наряду с другими фациями по профилю ОВ потенциала были разработаны Л. В. Пустоваловым (1933, 1940) и нами (1947, 1949, 1954, 1957 и т. д.).

В недавних своих статьях Н. М. Страхов неверно утверждает, что, по Л. В. Пустовалову, Г. И. Теодоровичу и другим авторам, в отложениях сероводородной зоны Черного моря из сингенетических железистых минералов присутствует только сульфидное железо (1958, стр. 803; 1959, стр. 1059). Однако указанные авторы таких высказываний в отношении илов сероводородной зоны Черного моря не делали. Л. В. Пустовалов (1933, 1940) характеризовал сероводородную фацию развитием сульфидов, причем не указывал, что сингенетические минералы железа представлены в ее отложениях только последними. Мы же характеризовали (1947, 1954, 1956) ископаемые осадки (именно породы, представляющие уравновесившиеся системы сероводородных фаций, в которых при отсутствии бентоса железистые минералы периода диагенеза осадка выражены сульфидами. Также ошибочно следующее выдвигаемое Н. М. Страховым положение: «В современных глубоководных отложениях сероводородной зоны железо, легко растворимое в HCl,

т. е. карбонатно-лептохлоритовое, и здесь резко господствует, составляя от 47 до 80% от валового» (1958, стр. 803). Этот вывод сделан лишь на основе произвольного допущения, тогда как наличие аутигенных железистых карбонатов и лептохлоритов в глубоководных осадках Черного моря ничем не подтверждено.

Все эти заключения исходят из весьма приближенной методики, предложенной Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955, 1957) для реконструкции ОВ условий по балансу аутигенных форм железа. Этот способ, при котором диагенетические минералы не изучаются, состоит в условном отнесении к гипотетическим минералам — двух- и трехвалентного железа, растворимого в HCl, и серы сульфидной.

Согласно упомянутым авторам: $Fe_{вал} = Fe_{пир}^{..} + Fe_{HCl}^{..} + Fe_{HCl}^{...} + Fe_{обл}$. Определяется железо валовое, железо пиритное (по сульфидной сере), $Fe^{..}$ растворимое в 2%-ной HCl при кипячении в течение пяти минут в токе CO_2 и $Fe_{HCl}^{...}$ или $Fe_{ок}$, определяемое по разности между общим количеством Fe, растворимого в указанной солянокислой вытяжке, и $Fe_{HCl}^{..}$. Однако в работе 1957 г. (стр. 170) Н. М. Страхов использует данные, полученные в иных (еще более растворяющих) условиях: $Fe_{HCl}^{..}$ и $Fe_{HCl}^{...}$, определенные при 20-минутном кипячении в 5%-ной HCl, а $Fe_{пир}$, рассчитанное через сульфидную серу. Это уже иной способ, явно неприменимый для пересчета на железистые минералы.

Способ Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон является не только приближенным, но и неверным. При нем железо обломочное определяется по разности между железом валовым и суммой так называемого Н. М. Страховым реакционноспособного железа, т. е. $Fe_{HCl}^{..} + Fe_{HCl}^{...} + Fe_{пир}$. Железо, определенное по сульфидной сере, вычислялось при допущении наличия лишь пирита, хотя в породе может быть и пирротин, 90% которого растворяется при 5-минутном кипячении в 2%-ной HCl. Таким образом, железо пирротина учитывается дважды: в составе $Fe_{HCl}^{..}$ и в составе $Fe_{пир}$. Если для пород рассматриваемый способ далеко не точен, то для осадков, даже при условии отдельного определения гидротроилитной серы и, таким образом, гидротроилита, его нельзя рекомендовать. Как известно, пирротин распространен в илах Каспийского моря; он должен присутствовать в значительных количествах и в илах Черного моря, тем более, что FeS_2 в них представлено в значительной мере мельниковитом. Далее, $Fe_{HCl}^{..}$, отвечающее железу железистых карбонатов, закисных силикатов и пирротина (см. выше) и соответствующему железу закисно-окисных силикатов (железистые хлориты, слюды и др.), неправильно рассматривается как железо только аутигенных карбонатов и закисных железистых хлоритов, причем относится к $FeCO_3$ (или к шамозиту). Таким образом, $Fe_{HCl}^{..}$ неоправданно считается и именуется сидеритово-лептохлоритовым. Аналогично $Fe_{HCl}^{...}$ также неправильно рассматривается как железо гидрогетитовое, хотя, помимо гидроокислов, оно включает $Fe^{...}$ закисно-окисных железистых хлоритов и глауконита, легко растворяющихся в 2%-ной HCl при 5-минутном кипячении, а также $Fe^{...}$ других минералов (слюды и т. д.). После подобного, достаточно произвольного рассмотрения данных анализов солянокислых вытяжек и пересчета $S_{сульф}$ и $Fe_{пир}$ о каком балансе аутигенно-минералогических форм железа здесь может идти речь?

Н. М. Страхов (1958, 1959) неправильно отождествляет ископаемые отложения сероводородной фации с современными осадками сероводородной зоны Черного моря. В эти последние непрерывно поступают из верхних кислородных слоев бассейна новые порции материала, в том числе железистых окисных и закисно-окисных минералов, а в особенно-

сти органо-минеральные комплексные соединения окиси и закиси железа. Иначе говоря, черноморская сероводородная система является еще неуравновешенной, в частности в отношении железа, действительно реакционно-способного. Существенно, что в Черное море в достаточном количестве вносятся явно обломочные окисные и закисно-окисные силикаты типа нонтронитов (железо их растворяется в 2%-ной HCl при 5-минутном кипячении на 40%), ферригаллуазита, лептохлоритов (в них содержание Fe_2O_3 достигает 34—40% минерала; Теодорович, 1958₃), хлоритов, биотита и другие минералы, вполне устойчивые в щелочной среде Черного моря и его илов, в частности и в илах сероводородной зоны. Необходимо здесь напомнить, что гуматы железа не реагируют с H_2S и, таким образом, не дают сульфидов (Щербина, 1956). Поэтому Fe_{HCl} и Fe_{HCl}, определенные по методике Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955) для образцов илов сероводородной зоны Черного моря, отвечают не реакционноспособным соединениям железа в этом бассейне, а, наоборот, извлечены из устойчивых в Черном море обломочных силикатных частиц и относительно (временно) устойчивых органо-минеральных соединений, которые, однако, по терминологии указанных авторов, не включаются в железо обломочное. Таким образом, достаточно произвольная и поэтому неверная методика выделения аутигенно-минералогических форм железа, применяемая Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон, приводит к представлению о несуществующем в действительности противоречии между аутигенно-минералогическими ассоциациями осадков современных сероводородных бассейнов и ископаемых отложений сероводородной фации. Кроме того, само понятие о реакционно-способном железе не следует рассматривать абстрагированно, а в приложении к илам данного конкретного водоема с учетом значений pH, свойственных этому бассейну и его илам, ОВ условий, солености воды и других факторов.

Следует отметить, что Н. М. Страхов, игнорируя содержание опубликованных мною работ (1947, 1949, 1952, 1954, 1956), в которых указывалось на отсутствие бентоса в илах сероводородной (первично-сульфидной) фации и на невозможность использования для определения интенсивности ОВ потенциала содержания FeS_2 в породах, приписывает мне обратные воззрения, которые вслед затем критикует (Страхов, 1956; 1957, т. II, ч. 3, гл. IX). Мною еще в 1949 г. отмечалось, что в природе имеется два типа режима ОВ раздела: многократно-микроколебательный и устойчивый. В последнем случае верхняя пленка или прослой осадка находится в кислородной зоне, а ниже ОВ раздела все реакционноспособное железо превращается в сульфиды и гидросульфиды. Н. М. Страхов, приводя примеры второго типа, пытается, игнорируя наши указания на невозможность устанавливать тип профиля ОВ раздела по содержанию FeS_2, отрицать существование геохимических фаций с многократно колеблющимся ОВ разделом, для которых мною всегда указывалось лишь среднее его положение. Он приводит субаквальные отложения, содержащие из железистых сингенетических минералов только сульфиды Fe и бентальную фауну (например, мидиевый и фазеолиновый илы Черного моря, нижневолжские сланцы зоны *Perisphinctes panderi*), как якобы противоречащие нашей классификации. Между тем все эти отложения представляют различные типы геохимических фаций с устойчивым ОВ разделом, что более подробно уже освещено нами (1957, 1958).

В настоящее время полная схема геохимических фаций по профилю rH, установленная нами на фактическом материале (по палеозою Урало-Волжской области, мезозою Кавказской нефтеносной провинции

Таблица 1

Полная схема геохимических фаций по профилю гН

Группа фаций	Тип фации
Сероводородные (резко-восстановительные)	Первично-сульфидная или сероводородная Сульфидная с лептохлоритом Сульфидная с глауконитом
Ясновосстановительные	Сидеритово (или шамозитово)-сульфидная и анкеритово-сульфидная Лептохлоритово (закисно-окисные хлориты)-сульфидная Глауконитово-сульфидная
Восстановительные	Сульфидно-глауконитовая Сульфидно-сидеритовая (шамозитовая) и сульфидно-анкеритовая Сульфидно-лептохлоритовая
Слабовосстановительные	Сидеритовая и шамозитовая Анкеритовая и феррокальцитовая Сидеритовая или анкеритовая с глауконитом Лептохлоритово-сидеритовая и сидеритово-глауконитовая Сидеритово-лептохлоритовая
Нейтральные по профилю гН	Закисно-окисных лептохлоритов (лептохлоритовая) и сидеритово-гематитовая (или магнетитовая), лептохлоритово-магнетитовая Собственно глауконитовая, т. е. глауконита замещения с морским бентосом
Слабоокислительные	Лептохлоритово-гематитовая Лептохлоритово-гидрогетитовая Перемывающегося глауконита (слабо или почти не окисляющегося)
Окислительные	Многократно перемывающегося и окисляющегося глауконита Обохренных глауконитовых «бобовин» и гидрогетитовая Гидрогетитовая Преимущественно гидроокислов железа и отчасти марганца
Ультраокислительные	Преимущественно окислов марганца и отчасти гидроокислов железа Окислов и гидроокислов марганца и многоводных гидроокислов железа

и Среднеазиатской нефтегазоносной провинции), достигает уже 25 (табл. 1).

Аналоги приведенного выше ряда минералого-геохимических фаций, но с устойчивым положением ОВ раздела, выделяются когда железистые диагенетические минералы представлены лишь пиритом (вообще сульфидами) и одновременно присутствует бентальная фауна, характер которой определяет отдельные типы этих фаций. Исходя из данных о бентосе в фациях с колеблющимся ОВ разделом устанавливаются обычно их аналоги. Таким образом, экологический анализ бентоса приобретает все большее значение для установления минералого-геохимических фаций, особенно их ряда с устойчивым положением ОВ раздела.

На примере изучения терригенных отложений среднего и низов верхнего девона Урало-Волжской области, именно глинистых, алеврито-глинистых и мергельных пачек его, большей частью подтверждается наше указание (1949) о том, что с удалением от суши, в данном случае с северо-запада на юго-восток, фации с многократно колеблющимся ОВ раз-

делом сменяются геохимическими фациями с устойчивым положением его. В этом же направлении происходит выклинивание терригенных отложений девона и замещение их в основном карбонатными породами.

Для случая терригенной толщи нижнего карбона в пределах Урало-Волжской области интересно распределение двух основных рядов фаций в Камско-Кинельской впадине, на Татарском и Жигулевско-Пугачевском сводах. В малиновское время в Камско-Кинельской впадине преобладали фации с колеблющимся ОВ разделом (сульфидно-сидеритовая и сидеритово-сульфидная). На Татарском и Жигулевско-Пугачевском сводах, наоборот, во всех разрезах малиновские слои выражены фациями с устойчивым режимом ОВ раздела, относимыми к аналогам сидеритово-сульфидной и сульфидно-сидеритовой фаций. В радаевское время и время накопления отложений нижнего подгоризонта бобриковского горизонта имела место аналогичная картина. Наоборот, в нижней части тульского горизонта и в Камско-Кинельской впадине и на сводах явно преобладают геохимические фации с устойчивым положением ОВ раздела.

Нефтегазопроизводящие свиты в значительной мере могут быть сложены также отложениями аналогов сидеритово- или анкеритово-сульфидной, сульфидно-сидеритовой, сульфидно-анкеритовой и отчасти сидеритовой фаций с устойчивым положением ОВ раздела. Газопроизводящими отложениями могут быть, кроме того, торф, бурые и каменные угли, различного рода углистые и битуминозные аргиллиты и т. п.

Рассеянно-битуминозные свиты, или битумообразующие толщи, по Н. М. Страхову (Страхов и др., 1955), представляют ряд отложений, различающихся как по характеру заключенной в них бентальной фауны, так и по количеству содержащегося в них рассеянного органического битуминозного вещества. Сингенетические железистые минералы в них представлены обычно лишь сульфидами. Эти отложения возникали в условиях быстрой литификации карбонатных (известковых или доломитово-известковых) и кремнисто-карбонатных илов, часто глинистых.

Типичные отложения доманика рассматриваются нами как аналоги сульфидно-сидеритовой, а отчасти сидеритово-сульфидной и сидеритовой фаций с устойчивым положением ОВ раздела. Доманик богат измененным планктонным, т. е. сапропелевым, органическим веществом, содержит сульфиды железа (пирит, марказит, иногда халькопирит) при отсутствии донной фауны и наличии прослоев со специфическим бентосом. На Русской платформе — это рассеяно-битуминозная свита, богатая органическим веществом и притом нефтяного ряда, а в отдельных прослоях (моменты выравнивания дна бассейна) с более или менее нормальной морской фауной. При накоплении доманиковых отложений на территориях бассейна, позднее подвергшихся погружению в условиях Предуральского прогиба, они, делаясь микротрещиноватыми, могли превращаться в нефтепроизводящую свиту. По крайней мере нефте- и битумопроявления в нижнетурнейских, фаменских и франских отложениях передовых хребтов западного склона Южного Урала вполне естественно связывать с глубоким погружением доманиковых отложений в пределах Предуральского прогиба.

Следует отметить, что доманиковые отложения Русской платформы частью представляют аналоги сидеритовой (шамозитовой) фации с устойчивым положением ОВ раздела. Для них характерен угнетенный бентос, а также наличие отдельных прослоев смежных — менее восстановительных фаций, содержащих слабоугнетенную или почти нормальную морскую донную фауну. Этот тип доманиковых отложений менее битуминозный и менее глинистый.

Некоторые битуминозные отложения, приближающиеся к доманиковому типу, но лишенные явлений окремнения и отличающиеся по своей структуре, например, шугуровские (поддоманиковые) слои Урало-Волжской области могут быть нефтепроизводящими и в платформенных условиях при наличии некоторых благоприятных тектонических и фациальных обстоятельств. Особенно перспективны среди этих морских отложений прослои, характеризующиеся неоднородным строением из кальцитовых агрегатов, отделенных друг от друга мергелистым или глинисто-известковым более тонкозернистым материалом. Естественно, что условия миграции нефтяных битумов из подобных битуминозных образований особенно благоприятны; эти условия могут возникать даже при давлениях нагрузки, свойственных платформенным отложениям. Из шугуровских слоев саргаевского и верхнекыновского возраста (местами, возможно, и нижнекыновского) при наличии благоприятных тектонических и фациальных условий нефтяные битумы могли поступать в коллекторы верхней части девонской продуктивной толщи, именно в песчаные пласты, известные в кыновских слоях, и в пашийские выдержанные песчаные пласты. В частности, Ромашкинское месторождение нефти, очевидно, формировалось при участии и шугуровских слоев как нефтепроизводящего комплекса. Неслучайно отложения шугуровского типа развиты на территориях восточной части Куйбышевской области, севера Оренбургской области и юго-востока Татарии; они протягиваются при уменьшенной мощности к северу, в направлении Верхнего Услона, Булдыря и Голюшурмы.

Рассеянно-битуминозные свиты, сложенные отложениями аналогов фации закисно-окисных лептохлоритов и аналогов части глауконитовых фаций, характеризуются преимущественно известковым или мергельно-известняковым (с примесью алевритовых частиц) составом отложений, наличием в ряде пластов более или менее нормальной морской фауны и слабой битуминозностью. Точнее, в этих свитах среди пластов и пачек с нормально морской бентальной фауной содержатся пласты со специфическим (угнетенным) уже ненормально морским бентосом и отдельные пласты без бентоса.

К этому типу отложений относятся битуминозные и слабобитуминозные известняки нижнетерсинского и затем тайдонского (кроме южных и отчасти восточных окраин) горизонтов нижнего карбона Кузнецкого бассейна, издающие при ударе молотком запах битума и содержащие в большинстве случаев морскую фауну, а в ряде пачек обильные желвачки известковых водорослей, остракоды и трубки червей (Максимова, 1961), а также более обильные и мощные пачки лагунных микрозернистых известняков практически без бентоса и вообще без фауны. Рассеянно-битуминозные отложения нижнетерсинского и отчасти тайдонского горизонта характеризовались при мелководности условий накопления достаточной быстротой погружения: 250-метровая карбонатная толща нижнетерсинского горизонта отвечает лишь верхней части верхнего турне. Быстрота погружения способствовала при компенсации его осадконакоплением сохранению органического вещества в виду более быстрого перехода его через ОВ раздел в восстановительную зону осадка. Аналогичные битуминозные «мозжухинские» известняки подъяковского горизонта низов визе описаны Е. Д. Розоновой (1960, 1961) в северной части Кузбасса. Они слабо битуминозны, содержат небольшое количество рассеянного пирита, характер их бентоса в общем аналогичен нижнетерсинским известнякам, но еще более мелководно-морской, с единичными туфогенными пластами без фауны.

В известняках тайдонского горизонта турне Кузбасса иногда, помимо пирита, встречается сидерит (Максимова, 1961; Розонова, 1961), что говорит о кратковременном существовании здесь отложений сидеритово-сульфидной фации. Интересно, что эта фация связана с лагунными мелководными микрозернистыми известняками. В верхотомском горизонте северной окраины Кузбасса развиты отложения сульфидно-сидеритовой фации (Розонова, 1960, 1961), где бентос представлен многочисленными ходами червей и в основном специфическими мелкими брахиоподами (камаротэхии, атириды).

В девоне центральной части Южно-Минусинской впадины были изучены минералого-петрографически, по керновым материалам (Теодорович и Полонская, 1958), серо- и темноцветные свиты живетского яруса: сароттагская или отвечающие ей аналоги (позднее выделенных на юго-западе Южно-Минусинской впадины) аскызской и илеморовской свит, и бейская свита. Аналоги аскызской свиты выражены на Быстрянском участке серыми и темно-серыми алевролитами и доломитами (нередко тонким чередованием их), прослоями битуминозными, и алевролито-аргиллитовыми (мергельными) породами, а также прослойками алевролито-сульфатных пород и алеврито-глинистого доломита — битуминозного или пигментированного разнородным органическим веществом. Отсутствие бентоса, вообще фауны со скелетными образованиями, и минералого-петрографический характер пород, в том числе и периодическое распространение доломита, по-видимому, согласно указывают на многократные изменения солености водоема (мелководной лагуны или солоноватоводного бассейна) Южно-Минусинской впадины в первую половину сароттагского времени. Местные поднятия частично разъединяли водоем, разбивая его на ряд засоленных озер, о чем свидетельствует наличие сульфатов кальция (гипса и ангидрита). В этих породах, прослоями битуминозных, обычно содержатся точечные и крайне мелкие включения FeS_2, нередко отмечается рассеянный пирит и иногда — пиритовые прожилки, в отдельных прослойках часто присутствует углистый материал. Это, видимо, нефтегазопроизводящие отложения.

Аналоги илеморовской свиты на Быстрянском участке чаще представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и доломитом. В них отмечается углистый материал, зафиксированы отдельные прослойки «углистого сланца», а изредка констатируется доломит с точечными включениями FeS_2, пропитанный битумом. Во всех этих породах содержатся крайне мелкие и точечные включения пирита, а также тонкие прожилковидные агрегаты его. В цементе сильнопесчаных алевролитов в единичных случаях отмечались отдельные зерна сфалерита, а иногда остатки остракод, филлопод или харовых водорослей. Изредка встречались прослои мелкоалевритового кремнистого аргиллита с окремнелыми остатками остракод. Этот комплекс органических остатков свидетельствует о солоноватоводности бассейна. Аналоги илеморовской свиты относительно обогащены органическим веществом ($C_{орг}$ до 2—2,5%). Эти отложения, по-видимому, в основном газопроизводящие, а частично нефтегазопроизводящие.

Темноцветные аргиллиты, мергели и глинистые алевролиты бейской свиты Быстрянского участка, часто битуминозные, можно рассматривать предположительно как нефтегазопроизводящие, тогда как строматолитовые известняки и доломиты этой свиты, содержащие битум в захваченном виде, являются лишь рассеянно-битуминозными. В морских бейских известняках с бентальной фауной имеется FeS_2, появлявшийся в глубоких перекрытых горизонтах осадка.

Для образования нефтяных битумов среди шельфовых осадков морей и соленоводных, солоноватоводных или слабосолоноватых водоемов, если характеризовать только ОВ обстановку, достаточно наличие многократно микроколебательного режима ОВ раздела даже в присутствии верхней кислородной пленки или доступа O_2 к поверхности осадка, т. е. сероводородное заражение лишь средних и глубоких частей илов сидеритовой фации со значительным содержанием FeS_2 (Теодорович, 1949, $1958_{1,2}$). С увеличением глубин или удалением от континента, или в связи с затуханием тектонических микроколебательных движений, положение ОВ раздела в осадке делается обычно устойчивым (Теодорович, 1949, 1958_2). В случаях значительного возрастания глубин для преобразования органического вещества в нефтяные битумы необходимо, чтобы весь осадок или даже (при очень больших глубинах) основная толща воды были заражены сероводородом.

Отложения геохимической фации с рассеянным FeS_2 и с бентальной фауной могут рассматриваться в качестве нефтепроизводящих обычно при наличии в них аномального (специфического) угнетенного или однообразного (явно или относительно) бентоса и отсутствии или подчиненной роли слоев с нормально-морским бентосом (Теодорович, 1958_2); для этих отложений характерно богатство планктонными остатками (скелетными или бесскелетными).

Отложения геохимической фации, характеризующиеся при наличии FeS_2 и темной окраски пород чередованием пластов и пачек с угнетенной или однообразной бентальной фауной с пластами с более или менее нормально-морским бентосом или даже преобладанием последних, рассматриваются нами, при наличии других благоприятных показателей (см. выше), лишь как рассеянно-битуминозные комплексы; в формировании органической части этих отложений принимал участие и планктон. Обычно это толщи в основном плотных слабобитуминозных известняков. При наличии благоприятного литологического разреза, например, перемежаемости микропористых глинистых или мергелистых субаквальных отложений соленых или солоноватых вод с макропористыми песчаными или карбонатными отложениями,— в условиях значительного погружения в зону относительно высоких температур и высоких давлений (в предгорных прогибах и т. п.) эти рассеянно-битуминозные свиты могут стать нефтегазопроизводящими.

Мнение о том, что известняковые слабобитуминозные комплексы с нормально-морской бентальной фауной и содержащие рассеянный пирит, возникший в перекрытых горизонтах исходных осадков (ниже ОВ раздела в них), следует вообще причислять к нефтепроизводящим — неверно. Это — комплексы обычно (см. выше) лишь рассеянно-битуминозные, причем среди отложений с более или менее нормально морской бентальной фауной в действительности содержатся пласты или пачки со специфическим — угнетенным или однообразным аномальным бентосом. Нельзя забывать при этом, что речь идет здесь о бентосе, а не о планктонной фауне, которая, обычно в этих случаях количественно преобладая, может иметь нормально морской характер, независимо от того обитала ли она в верхнем слое данного пункта водоема или принесена в него поверхностными течениями (из открытого моря в лагуну или опресненный морской залив).

Содержание органического вещества в исходных илах нефтепроизводящих свит должно быть значительным или высоким, но в нефтепроизводящих породах, уже продуцировавших промышленную (сконцентрированную) нефть, оно обычно меньше, так как подвижные продукты изменения органического вещества в основном удалены из них.

Минеральный состав глин и тонкораспределенного в породах глинистого вещества нефтепроизводящих и рассеянно-битуминозных свит также имеет большое значение в образовании нефтяных битумов. Пока он известен лишь в самых общих чертах. Это главным образом гидрослюдистые (включая монотермит) или монтмориллонитовые (включая бейделлит) или, наконец, смешанные монтмориллонитово (или бейделлитово)-гидрослюдистые и т. п. ассоциации.

В «терригенных» девонских нефтепроизводящих платформенных отложениях Урало-Волжской области глинистый материал в основном гидрослюдистый и лишь в базальных пачках ритмов — гидрослюдисто-каолинитовый или каолинитово-гидрослюдистый (Теодорович и др., 1960). В вероятных нефтегазопроизводящих серо- и темноцветных отложениях межгорных впадин, например, в среднем девоне центральной части Южно-Минусинской впадины, глинистый материал значительно разнообразнее (Акульшина и др., 1960). Здесь он каолинитово-бейделлитово- или монтмориллонитово-гидрослюдистый, повышенно магнезиальный; последнее может быть обусловлено присутствием примеси хлоритовых минералов и наличием самих минералов монтмориллонитовой группы. В майкопе Азербайджана глинистый материал в основном монтмориллонитово-гидрослюдистый или гидрослюдистый с примесью монтмориллонита (Сеидов, 1956, 1959). В майкопской свите Предкавказья Р. Т. Дмитриевой (1954) показано наличие нижней преимущественно гидрослюдистой части и верхней — бейделлитовой. Для этой же свиты Озек-Суата И. Д. Зхус и Г. П. Вагина (1959) детализировали это положение, показав преобладание здесь гидрослюды с примесью бейделлита в нижней части и бейделлита со значительной примесью гидрослюды в верхней части.

Установлено, что в более древних отложениях обычно больше гидрослюды, чем монтмориллонита и бейделлита. В среднем девоне Урало-Волжской области резко преобладают гидрослюды, а в Южно-Минусинской впадине они преобладают лишь относительно, так как породообразующие глинистые минералы здесь представлены в каждом образце двумя-тремя видами; кембрийские глины Прибалтики гидрослюдистые и т. д. В карбоне Русской платформы в морских отложениях большей частью преобладают гидрослюды, но часто содержатся бейделлитовые глины и собственно монтмориллонитовые, а реже магнезиальные глины — палыгорскитовые и сепиолитовые. В мезо-кайнозое Кавказской провинции состав глинистых минералов для каждого образца обычно более пестрый, как и в отложениях межгорных впадин, причем в нижнем мезозое (триасе и юре) преобладают обычно гидрослюды (Алиев и Акаева, 1957), а в меловых отложениях соотношение гидрослюд и минералов группы монтмориллонита и бейделлита близко 1 : 1 с преобладанием минералов то первой, то второй группы. В верхнем мелу ряда южных районов Европейской части СССР, склонов Южного Урала (Теодорович, 1940) и юго-восточной части Большого Кавказа на определенных стратиграфических уровнях явно преобладают минералы монтмориллонитово-бейделлитовой группы, при развитии гидрослюдистых и смешанных глин (Султанов, 1960). Эта тенденция ясно выражена и в кайнозойских отложениях Кавказской нефтеносной провинции (Султанов, 1958), где монтмориллонитово-бейделлитовые минералы часто представляют продукты диагенетического изменения тонкого пеплового вулканогенного материала (вулканического стекла) или имеют обломочный (переотложенный) характер.

Относительно давно известно (Теофорович, 1946), что в морских осадках при диагенезе часто создаются условия для развития и сохра-

нения минералов группы монтмориллонита-бейделлита, а затем гидрослюд и леверрьерита; существуют представления о преобразовании в морских осадках гидрослюд в бейделлит, а каолинита в монотермит (Викулова, 1957). Можно думать, что в морских отложениях на последующих стадиях диагенеза осадка и при эпигенезе очень медленно идет как гидрослюдизация монтмориллонитово-бейделлитовых минералов и глауконитизация[1] ферримонтмориллонитов-феррибейделлитов и биотитов, так и гидрослюдизация каолинитовых минералов (леверрьерит Кайё в морских осадках). Все эти процессы будут протекать интенсивнее в алеврито-глинистых отложениях, чем в микропористых глинистых слоях, менее проницаемых. Если при диагенезе из вулканического стекла и другими путями (изменением алюмосиликатов Ca и Mg и др.) формируются монтмориллонит и бейделлит, то в условиях позднего диагенеза (особенно в платформенных условиях, при которых процессы диагенеза протекают более энергично), катагенеза и прогрессивного эпигенеза происходит обычно изменение монтмориллонита в бейделлиты и даже гидрослюды. Этот процесс еще сильнее выражен на стадии эометаморфизма (или регионального метаморфизма), а при более глубоком метаморфизме происходит серицитизация.

Итак, встает вопрос: протекает ли преобразование рассеянного в глинистой или алеврито-глинистой массе органического вещества (сапропелевого или его и гуминового) в нефтяные битумы и жидкую нефть параллельно с изменением самого глинистого вещества, или эти процессы протекают независимо друг от друга? Обоснованный ответ может дать лишь конкретное минералогическое и геохимическое изучение глин и рассеянного глинистого вещества битуминозных и небитуминозных свит, а также органических компонентов их, на примере ряда толщ, испытавших различные стадии погружения, вплоть до глубоких зон земной коры.

А. В. Фрост (1946, 1951) обосновывал представление о минералах монтмориллонитовой группы как катализаторах процесса нефтеобразования. Однако нами отмечалось (1949, 1952, 1954), что каталитические свойства тонкодисперсного глинистого вещества соответствующего минералогического состава являются лишь одним из факторов, благоприятствующих нефтеобразованию. Поэтому степень развития процесса нефтегазообразования зависит не от одной каталитической активности глинистого вещества, а от ряда ранее уже указанных (Теодорович, 1952, 1954, 1958$_{1,2}$) факторов: профиля ОВ осадка, pH среды, степени солености или солоноватости вод, состава глинистых минералов, дисперсности их, наличия железистых катализаторов, характера и количества органического вещества в осадке, накопления его в субаквальных условиях при резком или явном преобладании процессов погружения дна бассейна. Кроме того, некоторые авторы, например, Н. Д. Зелинский (1936), В. А. Соколов (1948) и другие допускают большую роль радиоактивных процессов в изменении органического вещества в сторону нефтеобразования. Этот вопрос требует специального изучения.

Необходимо отметить также, что в пресноводных водоемах мало абсолютное содержание иона SO_4'', а потому процессы сероводородного заражения ила, как правило, выражены слабо. С другой стороны, резко соленые воды также неблагоприятны для образования нефтяных битумов, так как в этих условиях происходит быстрая коагуляция коллоидных глинистых частиц и ускоряется затвердевание глинистых или богатых глинистым материалом осадков. Следовательно, наиболее

[1] Это лишь один из возможных путей образования глауконита.

благоприятны для образования нефтяных битумов, с указанной точки зрения, морские и солоноватоводные бассейны или их участки, характеризовавшиеся устойчивым погружением дна. Следует учитывать также каталитическую роль монтмориллонита в нефтеобразовании. Как известно, гидрослюдизация монтмориллонита — процесс весьма длительный и сложный, в различных случаях протекающий по-разному. Само образование и широкое развитие в кайнозое некоторых нефтеносных районов бейделлита, представляющего ориентированные сростки монтмориллонита и гидрослюды (или каолинита), может служить доказательством участия монтмориллонита в нефтеобразовании, в процессе его изменения в гидрослюду. Сама гидрослюда может быть как обломочной, так и конечным продуктом гидрослюдизации монтмориллонита.

Обогащение каолинитом отложений низов седиментационных ритмов разного рода известно давно. Это объясняется увеличением его приноса в соответствующие моменты времени и его устойчивостью в опресненных зонах бассейна. Некоторые авторы считают, что в сравнительно удаленных от береговой линии частях бассейна, в условиях нормально-морской солености, происходил переход каолинита в гидрослюду. Однако в эти зоны морского бассейна, в зависимости от гидродинамических условий его, обломочный каолинит, мог вообще не поступать или доставляться в ограниченном количестве. Нельзя полностью согласиться с Д. Д. Котельниковым (1958) в том, что изометрично пластинчатые гидрослюды во всех случаях являются образованиями обломочными, а удлиненные пластинки гидрослюды всегда — аутигенные (лишь более мелкие в глинах, чем в алевролитах). Эти формы нахождения зависят не только от приноса с суши и преобразований в илу и в породе, но и от физико-химического характера — водной среды на путях переноса и в бассейне, иловых вод и осадка.

Положение Д. Д. Котельникова (1961) о превращении «деградированной» (в понимании Ч. Е. Уивера, 1956, 1959) терригенной гидрослюды в песчано-алевритовых отложениях прибрежно-лагунных опресненных зон морского бассейна через гелевидное состояние в монтмориллонит и сохранении ее в этих условиях без изменения в глинистых илах — далеко не универсально.

При рассмотрении возможных преобразований всех принесенных в бассейн глинистых минералов как чисто пелитового, так и мотогенного характера, необходимо учитывать, что интервал их существования по pH значительно шире интервала их возможного образования на месте, т. е. в данном субаквальном осадке (Теодорович, 1946). Это общее положение приложимо прежде всего к каолиниту, галлуазиту и гидрослюдам. С другой стороны, требует проверки оригинальное утверждение Д. Д. Котельникова о том, что в песчано-алевритовых породах удлиненные пластинки гидрослюд однозначно указывают на морское происхождение вмещающих их отложений.

Задачи дальнейшего минералогического изучения глин и глинистых минералов вообще заключаются в углубленном рассмотрении их генезиса, распространения, взаимосвязи с органическим веществом, уточнении диагностики и решении вопросов об изменении глинистых минералов как при накоплении и погружении осадочных отложений, так и их конкретной роли в процессах нефтегазообразования. Установление изменений глинистых и других осадочных (включая обломочные) минералов в глубоких зонах земной коры, в отсутствии и при наличии разного рода органических веществ, представляет одну из главнейших задач современной минералогии битуминозных свит и вообще минералогии аутигенных образований.

ВЫВОДЫ

1. В статье показано, что учение о минералого-геохимических фациях осадочных пород, предложенное Л. В. Пустоваловым и развивавшееся позднее, является плодотворным и имеет большое практическое значение.

2. Рассмотрены благоприятные условия для образования нефтяных битумов в субаквальных отложениях и, в особенности, благоприятные типы минералого-геохимических фаций.

3. Освещен вопрос о сингенетических минеральных формах реакционноспособного железа, тесно связанный с геохимическими фациями и оценкой ОВ условий древнего субаквального осадконакопления.

4. Дана характеристика не только нефтепроизводящих (нефтеобразующих) свит, но и свит рассеянно-битуминозных («битумообразующих»), с приведением конкретных примеров.

5. Кратко рассмотрен вопрос о катализаторах процессов нефте- и вообще битумообразования, и в частности задачи, которые необходимо разрешить для уточнения роли глинистого вещества в этом процессе.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев А. Г., Акаева В. П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа.— Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1957.

Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины.— Труды СНИИГГИМС, Министерство геол. и охраны недр СССР, 1960, вып. 12.

Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографоминералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.

Дмитриева Р. Т. О расчленении и корреляции разрезов майкопской свиты Восточного Предкавказья по коллоидно-дисперсным минералам.— Докл. АН СССР, 1954, **95**, № 4.

Залманзон Э. С., Страхов Н. М. Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2, ч. 3, гл. 1, Изд-во АН СССР, 1957.

Зелинский Н. Д. Несколько замечаний к вопросу о происхождении нефти. В сб.: «К 50-летию научной деятельности В. И. Вернадского», т. II. Изд-во АН СССР, 1936.

Зхус И. Д. и Вагина Г. П. Глинистые минералы майкопской свиты района Озек Суат.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 4.

Котельников Д. Д. Глинистые минералы в пашийских отложениях юго-восточной части Татарской АССР.— Труды ВНИИ, вып. 14. Вопросы геологии нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1958.

Котельников Д. Д. О морфологической характеристике гидрослюд осадочных пород. ИГиРГИ, 1961.

Максимова С. В. Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1961.

Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., 1933, **1**, № 1.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гостоптехизадт, М.—Л., 1940.

Розонова Е. Д. Литология и условия образования отложений мозжухинского и верхотомского горизонтов визейского яруса Кузнецкого бассейна.— Материалы по геол. и нефтеносности Кузнецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1960.

Розонова Е. Д. Литология, фации и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. Канд. дис. МГУ, 1961.

Сеидов А. Г. Изучение коллоидно-дисперсных минералов глин газонефтематеринской майкопской свиты Кировобадской нефтеносной области Азербайджана.— Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Львов, 1956.

Сеидов А. Г. Литолого-минералогическое изучение глин майкопской свиты Прикаспийской нефтеносной области Азербайджана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.

Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. М., Гостоптехиздат, 1948.

Страхов Н. М. О некоторых методических ошибках в изучении химико-биологического осадкообразования и диагенеза.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, т. 31, вып. 2.
Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2, ч. 3, гл. IX. Госгеолиздат, 1957.
Страхов Н. М. О формах железа в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1958, **118**, № 4.
Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В сб.: «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
Страхов Н. М., Родионова К. Ф. и Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1955, вып. 155, № 66.
Султанов А. Д. О минералогической и геохимической характеристике продуктивной толщи Азербайджана.— Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук, 1958, № 4.
Султанов А. Д. Литология меловых отложений юго-восточный части Большого Кавказа. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1960.
Теодорович Г. И. К вопросу о так называемом континентальном меле Орско-Халиловского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, **18**, № 5—6.
Теодорович Г. И. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки. В сб.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, **22**, вып. 1.
Теодорович Г. И. Сидеритовая фация морей и вообще соленых вод как нефтепроизводящая.— Докл. АН СССР, 1949, **69**, № 2.
Теодорович Г. И. О геохимических и других условиях, благоприятных для формирования нефтяных битумов.— Нефтяное хоз-во, 1952, № 12.
Теодорович Г. И. О нефтепроизводящих породах.— Нефтяное хоз-во, 1954, № 8.
Теодорович Г. И. Осадочные минералого-геохимические фации. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд. Львовского ун-та, 1956.
Теодорович Г. И. О минералого-геохимических фациях и некоторых других основных вопросах древнего осадкообразования.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, № 4.
Теодорович Г. И. 1. Нефтепроизводящие свиты и минералого-геохимические фации.— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1958, **9**.
Теодорович Г. И. 2. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
Теодорович Г. И. 3. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1958.
Теодорович Г. И. и Полонская Б. Я. Стратиграфия, петрография и фации девона Минусинских и Назаровской впадин. Изд-во АН СССР, 1958.
Теодорович Г. И., Полонская Б. Я., Андрианова А. Г., Меламедова В. С., Писаренко И. А., Шведова Т. М. Минералого-геохимические фации и условия образования нефтепроизводящих терригенных отложений девона Западной Башкирии и Восточной Татарии. Изд-во АН СССР, 1960.
Теодорович Г. И., Соколова Н. Н., Розонова Е. Д., Багдасарова М. В. Минералого-геохимические фации терригенных отложений нижнего карбона основной части Урало-Волжской области в связи с их нефтеносностью и угленосностью. Изд-во АН СССР, 1962.
Фрост А. В. Роль катализа в образовании нефти в земной коре.— Ученые записки МГУ, 1946, вып. 86, кн. 1.
Фрост А. В. и Осницкая Л. К. К вопросу о происхождении нефти. В сб.: «Памяти акад. И. М. Губкина». Изд-во АН СССР, 1951.
Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза.— Геохимия, № 5, 1956.
Weaver Ch. E. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks.— Amer. Min. 1956, **41**, N 3—4.
Weaver Ch. E. The Clay Petrology of sediments. In Clays and Clay Minerals.— Nat. Acad. Sci. Nath. Res. Council, 1959.

В. В. Вебер и Л. И. Горбунова

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕЛИТОВОЙ ФРАКЦИИ НЕФТЯНЫХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Исследование накопления и превращения органического вещества в современных и четвертичных отложениях указало на возможность процесса нефтеобразования не только в глинистых, но и в песчано-алевритовых осадках (Вебер, Горская и Глебовская, 1960). В определенных фациальных обстановках в песчано-алевритовых осадках могли накапливаться и сохраняться необходимые количества исходного органического материала и создаваться условия восстановительной среды, благоприятной для последующего превращения этого материала в сторону нефти. В конечном итоге битумная часть органического вещества осадков в этих случаях приобретала явные черты сходства с нефтяными битумами.

На примере изучения нижнемеловых глин северо-восточного Кавказа Л. И. Горбуновой (1960) была подмечена зависимость качественных и количественных характеристик битумов от минералогического состава вмещающих битумы пелитов. Полученные данные были развиты при исследовании соотношений между минералогическим составом глинистой фракции отложений древнего Каспия и характером содержащихся в них битумов (Вебер и Горбунова, 1960). Оказалось, что с увеличением в тонкой фракции содержания монтмориллонита, битум приобретает при прочих равных условиях более восстановленный характер. Этому сопутствовало соответствующее изменение окислительно-восстановительных условий осадка.

Выявленные соотношения подтвердили весьма важные в практическом и теоретическом отношении высказывания Л. В. Пустовалова (1940) о том, что осадочные образования представляют собой закономерные физико-химические системы, составные части и свойства которых находятся во взаимной связи.

Л. В. Пустовалов (1933) впервые определил и охарактеризовал геохимические фации по аутигенным минералам. Принципы и идеи, положенные им в основу определения геохимических фаций, развивались Г. И. Теодоровичем (1952), который отметил, что монтмориллонитовый и гидрослюдистый состав глинистого вещества алевритово-глинистых пород благоприятен для образования нефтяных битумов.

Еще раньше И. Д. Седлецкий и С. М. Юсупова (1945) показали способность нефтяных битумов входить в решетки монтмориллонитов.

Грим (Grim, 1947) предполагает, что в нефтеносных песчаных породах монтмориллонитовый цемент играет особенно большую роль.

На значение глинистых минералов в процессе нефтеобразования указывают и недавно опубликованные данные Уивера (Weaver, 1960). Им было подмечено, что многие из главных нефтеносных свит США одновременно характеризуются обилием таких глинистых минералов, как монтмориллонит, иллит-монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит.

В аспекте проблемы генезиса нефти интересно было выяснить два вопроса: 1) определить роль минералогического состава пелита в битумообразовании на других объектах исследования и 2) влияет ли минералогический состав пелита на процесс битумообразования только в существенно глинистых породах или это влияние в равной мере сказывается и в песчано-алевритовых породах, содержащих пелитовую фракцию в виде второстепенной примеси.

Поставленные вопросы имеют принципиальное значение, так как при положительном их решении подтверждается, с одной стороны, наметившаяся ранее зависимость качества битумов от минералогического состава вмещающих битумы пелитов, а с другой,— подтвердилось бы высказанное выше мнение о возможности нефтеобразования в определенных фациях песчано-алевритовых осадков. Последние в этом случае в результате миграции и концентрации образовавшейся в них нефти на соответствующих участках приобретали бы характер столь распространенных в природе насыщенных нефтью песков и алевритов [1].

Как известно, по гранулометрическому составу нефтяные пески и алевролиты изменяются в широких пределах, от хорошо отсортированных песков и песчаных алевритов до сильно глинистых алевритов, почти полностью лишенных песчаной фракции. Содержание глинистой фракции при этом тоже резко варьирует от 0,5—1 до 48—49%. Более наглядно эти изменения гранулометрии нефтяных песков и алевритов видны из треугольной диаграммы (рис. 1).

Из диаграммы следует, что в большинстве нефтяных песков и алевролитов содержится известное количество глинистой фракции. Естественно было обратиться к изучению минералогического состава их глинистой фракции в первую очередь.

Для исследования было взято 8 образцов нефтяных алевролитов с относительно повышенным количеством глинистой фракции, от 12 до 46%. 5 образцов было отобрано из разреза продуктивной толщи юго-восточного Кавказа (средний плиоцен), два образца из майкопской и коунской свит той же области (нижний миоцен — верхний эоцен) и один образец (для сравнения) — из среднеюрских отложений Южной Эмбы.

В перечисленных свитах и горизонтах нефтяные пески и алевролиты чередуются с ненефтяными породами. Последние чаще всего выражены глинами, обычно алевритовыми, и в меньшей степени мелкозернистыми алевритами.

Более точные данные о стратиграфическом положении исследованных пород и о районах, где были взяты образцы, приведены в табл. 1.

Во всех случаях исследованные породы содержали нефть, весовые количества которой (в породе) в зависимости от эффективности миграции колебались от 0,44 до 3,8%. На нефтяной характер извлеченного из породы битума указывают данные элементарного и компонентного состава, на его концентрированное (вследствие миграции) залегание —

[1] Миграция нефти по пласту или пачке пластов представляется основной, однако, одновременно не исключается возможность дополнительной примеси нефти из смежных, относительно более тонкозернистых осадков.

величины так называемого битумного коэффициента, превышающие 50% (табл. 1) [1].

Перед изучением пелитовой фракции вся нефть, точнее весь свободный битум, был извлечен из породы спиртобензолом (без предварительной обработки образца соляной кислотой) [2]. Из полученного

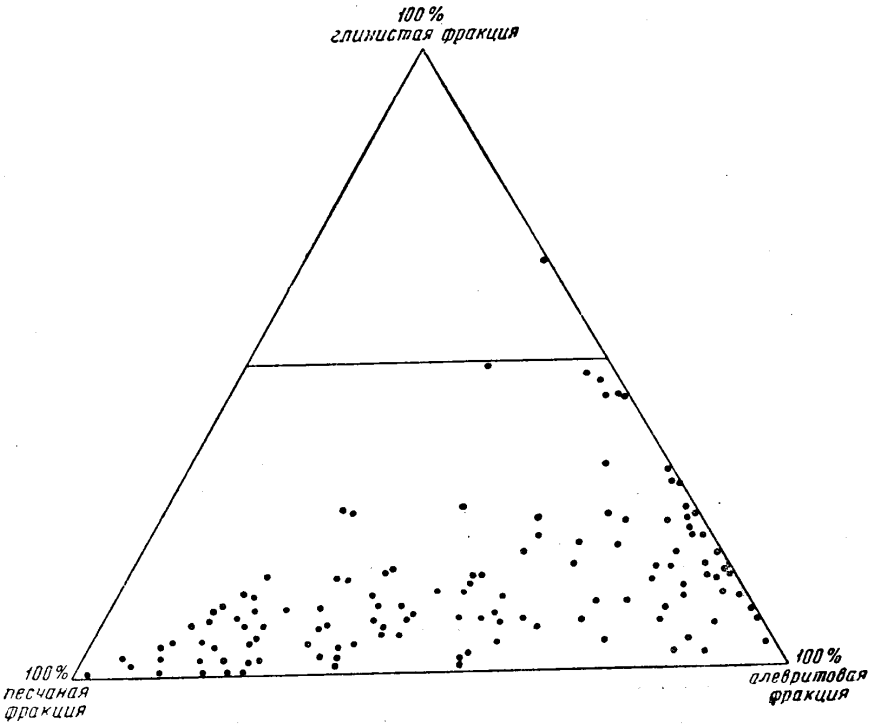


Рис. 1. Треугольник гранулометрического состава нефтяных песков и алевритов различных стратиграфических комплексов Волго-Уральской нефтеносной области, Днепровско-Донецкой впадины, Эмбы и Кавказа

дебитуминизированного материала аналитиком Н. М. Куприяновой была выделена пелитовая фракция (<0,01 *мм*) с подразделением ее путем отмучивания в дистиллированной воде на две части — тонкопелитовую (<0,001 *мм*) и крупнопелитовую (0,01—0,001 *мм*).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Все изученные образцы пород имеют почти одинаковый серый цвет, некоторые из них отличаются лишь слабым зеленоватым оттенком (обр. 5, 6, 7). В воде с той или иной скоростью размокают, а некоторые при этом заметно разбухают (обр. 7).

По гранулометрическому составу образцы относятся к алевролитам и к промежуточным от глин к алевролитам разновидностям (обр. 2 и 3). Цементирующим веществом служат карбонаты и пелит, находящиеся в смеси между собой в разных количественных соотношениях (табл. 4).

[1] Битумным коэффициентом принято называть отношение углерода битума к общему органическому углероду, выраженное в процентах.

[2] Из этого спиртобензольного экстракта была выделена его часть, растворимая в бензоле, которая и подвергалась детальному битуминологическому анализу (см. табл. 1).

Таблица 1

Геохимическая характеристика битумов нефтяных алевролитов
(по аналитическим данным битумной лаборатории ВНИГНИ)

Образец	Порода	Средний диаметр зерен, *мм*	Содержание глинистой фракции, %	Содержание битума в породе, %	Битумный коэффициент, %	Элементарный состав битума, %		Компонентный состав битума, %		
						С	Н	масла	смолы	асфальтены
	А. Третичные отложения юго-восточного Кавказа									
	Верхний отдел продуктивной толщи Прикуринской низменности									
1	Нефтяной крупнозернистый алевролит	0,060	16,3	1,42	91,5	83,6	11,6	—	—	—
	Кирмакинская (обр. 2—4) и калинская (обр. 5) свиты нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова									
2	Нефтяной глинистый мелкозернистый алевролит	0,012	46,3	2,92	86,7	86,8	11,7	—	—	—
3	То же	0,012	43,9	3,76	90,2	86,6	11,5	77,5	20,5	2,0
4	» »	0,015	29,6	2,45	91,3	85,9	11,7	69,0	25,8	5,2
5	Нефтяной среднезернистый алевролит	0,044	11,5	0,44	74,5	85,9	11,6	70,3	28,4	1,3
	Майкопская (обр. 6) и коунская (обр. 7) свиты Кобыстана									
6	Нефтяной среднезернистый алевролит	0,033	15,0	0,92	75,0	86,4	11,2	72,0	23,6	4,4
7	Нефтяной глинистый среднезернистый алевролит	0,027	24,6	0,81	67,0	82,6	12,1	78,3	14,3	7,4
	Б. Средняя юра Южной Эмбы									
8	Нефтяной песчаный крупнозернистый алевролит*	0,094	16,5	2,20	73,1	85,5	13,4	73,0	20,0	7,0

* Содержание песчаной (>0,1 *мм*) фракции здесь достигает 46%, в остальных образцах ее значительно меньше (0—10%).

Большей глинистостью обладают образцы кирмакинской свиты (обр. 2—4), где количество пелитовой фракции составляет около 30—46%, остальные образцы характеризуются сравнительно небольшой глинистостью: 12—25%. Содержание карбонатов (кальцит, сидерит) колеблется от 15 до 27%. В большинстве случаев наблюдается совместное присутствие кальцита и сидерита (обр. 2, 4, 6, 7, 8). В обр. 3 содержится сидерит, в обр. 4 и 5 — кальцит.

Характерной чертой всех образцов пород является присутствие глауконита, содержание которого, однако, не превышает 1%. Пирит содержится в малом количестве и в некоторых шлифах под микроскопом совсем не найден. Заметные его количества наблюдались лишь в образцах 1, 6 и 7. Пирит развит по органическому веществу.

Крупность обломочных алевритовых зерен в составе наших пород весьма различна и меняется в разных образцах в зависимости от их глинистости. В наиболее глинистых образцах (обр. 2, 3) содержится самый мелкий алеврит, в менее глинистых — самый крупный, переходящий в песчаные зерна (обр. 1, 5, 8). Промежуточное положение занимают образцы со средним, сравнительно, количеством пелита (обр. 4, 7), содержащие в своем составе примерно равные количества средне- и мелкозернистого алеврита. Указанные различия образцов по гранулометриче-

скому составу, отражаются на показателях среднего диаметра зерен (табл. 1).

В пелитовой части пород (<0,01 *мм*) наблюдается преобладание крупнопелитовой фракции (0,01—0,001 *мм*), составляющей от 54 до 75% всего пелита. Такое соотношение пелитовых фракций свидетельствует о сравнительно высокой степени агрегатности и раскристаллизованности коллоидов.

Пелитовые фракции изучались нами в иммерсионных препаратах, для тонкопелитовой фракции произведены, кроме того, химические анализы (аналитик В. Ф. Долгов, ВНИГНИ) и рентгеновские снимки (Ю. М. Королев, ВНИГНИ). Их данные помещены в табл. 2 и 3.

Ниже приводим характеристику образцов.

Верхний отдел продуктивной толщи Прикуринской низменности (обр. 1) Алевролит глинисто-известковый, серый, средней крепости, содержит микроскопически заметные песчаные зерна кварца, пирита и глауконита.

Глинистое вещество, являющееся вместе с кальцитом, цементом обломочных и аутигенных компонентов породы, в проходящем свете имеет серовато-бурый, до темно-бурого цвет. Глинистые минералы в главной своей массе характеризуются тонкочешуйчатым строением, агрегатным погасанием и высоким двупреломлением (интенференционная окраска чешуек золотисто-желтая). Они определяются нами как монтмориллонитовые минералы. Отдельные участки глинистого цемента отличаются резко пониженным двупреломлением (серая интерференционная окраска) и относятся к каолиниту. Кроме указанных минералов, в заметном количестве присутствуют новообразованные слюды и гидрослюды, развитые преимущественно по обломочным зернам кремнистых пород, кварца и других сильно измененных, плохо просвечивающих неопределимых зерен. Часто агрегаты чешуек гидрослюд встречаются в глинистом цементе. Чешуйки гидрослюд характеризуются светло-зеле-

Таблица 2

Химические анализы тонкопелитовой фракции нефтяных алевролитов (в % на абсолютно сухую навеску)

Компоненты	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 6	Обр. 7
$SiO_{2общ}$	50,84	52,20	51,87	52,94	53,44
SiO_2 хим. связ.	44,94	46,14	45,05	47,21	48,38
SiO_2 опал	2,19	2,96	2,55	2,47	2,32
SiO_2 кварц	3,71	3,10	4,27	3.26	2,74
Al_2O_3	24,88	26,07	23,76	22,36	22,16
Fe_2O_3	5,28	4,37	5,55	6,22	4,81
FeO	2,62	1,67	2,53	1,70	1,96
TiO_2	0,81	0,85	0,84	0,85	1,81
CaO	0,46	0,38	0,18	0,13	0,22
MgO	2,77	2,29	2,84	3,96	4,34
K_2O	3,93	4,45	4,12	3,78	4.28
Na_2O	0,43	0,18	0,24	0,14	0.00
П. п. п.	2,15	1,58	1,32	2,25	2,06
H_2O	5,94	6,14	6,49	6,12	6,06
Сумма	100,11	100,18	99,74	100,45	100,14
H_2O—	4,31	4,31	4,37	6,46	6,58
$SiO_2 : R_2O_3$ (молекулы)	3,797	3,859	4,801	4,226	4,574

Таблица 3

Дебаеграммы тонкопелитовой фракции нефтяных алевролитов: *kX* и *I*

Обр. 1		Обр. 2		Обр. 3		Обр. 4		Обр. 5		Обр. 6		Обр. 7		Обр. 8	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	17,8	4	17,8	6	17,8	2	17,7	9	17,8	9	17,8	8	17,8	10	17,8
—	—	—	—	3	14,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	10,0	8	10,1	8	10,1	8	10,15	8	10,0	8	10,2	6	10,2	7	10,1
4	7,15	8	7,16	4	7,17	5	7,18	7	7,16	7	7,13	3	7,18	6	7,15
—	—	2	5,00	3	5,02	1	5,00	—	—	—	—	—	—	—	—
8	4,59	9	4,49	9	4,49	9	4,48	9	4,49	10	4,48	9	4,48	9	4,49
—	—	8	3,35	6	3,35	8	3,35	8	3,35	8	3,35	8	3,35	8	3,35
7	2,59	8	2,58	8	2,58	8	2,57	9	2,58	9	2,58	8	2,58	8	2,57
—	—	6	2,27	6	2,27	8	2,24	6	2,24	6	2,27	6	2,24	2	2,27
—	—	6	1,98	6	1,99	6	1,99	6	1,97	6	1,99	4	1,98	5	1,98
—	—	6	1,69	4	1,68	4	1,68	4	1,68	4	1,68	4	1,68	4	1,68
8	1,54	—	—	4	1,54	6	1,54	—	1,54	—	—	3	1,54	—	—
8	1,49	8	1,49	8	1,49	8	1,49	9	1,50	9	1,50	8	1,50	8	1,50

ным цветом, игольчатой и линзовидной, реже изометричной формой и золотисто-желтой интерференционной окраской. Кальцит присутствует в значительном количестве в виде зерен и цемента в разной степени раскристаллизованных, от пелитоморфных до монокристаллических, сравнительно крупных образований. Кроме кальцита, содержится сидерит в виде единичных, изредка рассеянных ромбиков. Из других аутигенных минералов имеют значение глауконит и пирит. Содержание глауконита в породе не более 1%, пирита несколько больше, около 2%.

Обломочные зерна представлены кварцем, полевыми шпатами, в том числе плагиоклазами, обломками кремнистых, глинисто-кремнистых и сильно измененных пород, пластинками мусковита и гидратированными разбухшими и изогнутыми пластинками биотита и некоторых тяжелых минералов, присутствующих в ничтожном количестве.

Состав тонкопелитовой фракции полиминеральный и определен, на основании оптических и рентгеновских анализов, как монтмориллонитовый с подчиненным количеством каолинита и гидрослюд.

Показатели преломления агрегатов ориентированных частиц фракции $<0{,}001$ *мм* в иммерсионных препаратах следующие: Ng' — 1,565; Np' — 1,548; $Ng' - Np' = 1{,}565 - 1{,}548 = 0{,}017$. Несколько повышенные для монтмориллонитовых минералов показатели преломления обусловлены примесями каолинита и гидрослюд. Доминирующее значение минералов монтмориллонитовой группы в составе этой фракции подтверждается рентгеновским анализом, давшим очень сильную характерную линию высокого индекса 17,8 кХ

О подчиненной роли каолинита и гидрослюд говорят более слабые линии рентгенограммы, несмотря на более высокую степень окристаллизованности этих минералов. Линия гидрослюды 10,0 кХ средней интенсивности, линия каолинита 7,15 кХ слабой интенсивности.

Состав крупнопелитовой фракции по соотношению глинистых минералов сходен с составом тонкопелитовой фракции. Здесь преобладают агрегаты монтмориллонита и в подчиненном, но в несколько большем количестве, чем во фракции $<0{,}001$ *мм*, содержатся гидрослюды. По-

следние в виде мелких чешуек игловидной и узколинзовидной формы светло-зеленого цвета резко выделяются не только формой и цветом, но и высоким светопреломлением. Присутствуют также мелкие чешуйки каолинита, очень мелкие зерна кварца, слюда и растительный детрит.

Кирмакинская свита нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова (обр. 2—4).

Образец 2 — алевролит известково-глинистый, переходная разновидность от алевролита к глине. Основная часть породы представлена глинистым веществом зеленовато-серого цвета. В шлифе в составе его различаются три минерала: гидрослюды, каолинит и монтмориллонит. Первый из указанных минералов резко преобладает, выделяясь на фоне тонкодисперсной низкопреломляющей массы каолинита своим высоким двупреломлением, игольчатой, узколинзовидной, реже изометричной формой мельчайших чешуек светло-зеленоватого цвета. Монтмориллонитовые минералы наблюдаются в виде линзовидных мелких агрегатов, с расплывчатыми очертаниями и золотисто-желтой интерференционной окраской.

Кальцит в виде мельчайших агрегатных и монокристаллических частиц густо рассеян в глинистом веществе. На фоне светлой кальцитово-глинистой массы резко выделяются темные, буровато-серые, мелкокристаллические зерна сидерита, величиной обычно не более 0,05 *мм*, рассеянные в породе неравномерно (в количестве около 3—4%).

Изредка встречается бледно-зеленый и травяно-зеленый глауконит с неясно выраженными очертаниями зерен, величина их не более 0,06 *мм*. Пирит наблюдается в ничтожном количестве в виде редких мелких агрегатов.

Обломочный терригенный материал состоит преимущественно из мелкоалевритовых зерен кварца, полевого шпата и пластинок слюд.

Тонкопелитовая фракция в главной массе состоит из гидрослюды. Подчиненное значение имеют каолинит и минералы монтмориллонитовой группы.

Гидрослюда в качестве главного компонента доказывается высокими светопреломлением и двупреломлением агрегатов фракции $<0{,}001$ *мм*: $Ng' - Np' = 1{,}580 - 1{,}561 = 0{,}019$; характерными линиями на рентгенограммах 10,1 и 5,0 кХ и высоким содержанием K_2O — около 4%. Последнее обстоятельство может указывать на принадлежность гидрослюды к мусковитовому ряду.

Каолинит обнаруживается по линии 7,16 кХ сильной интенсивности и подтверждается наблюдениями в шлифах. Минералы монтмориллонитовой группы, присутствующие в составе тонкопелитовой фракции, фиксируются на рентгенограмме слабой линией высокого индекса 17,8 кХ. Однако несколько повышенный для гидрослюд коррелятив молекулярных соотношений $SiO_2 : R_2O_3 = 3{,}797 : 1$ указывает на существенные количества монтмориллонита в составе пелита (табл. 2).

Крупнопелитовая фракция состоит главным образом из гидрослюд, обладающих такими же свойствами как и в обр. 1. Показатели преломления и двупреломления большинства чешуек гидрослюд близки к следующим: $Ng' - Np' = 1{,}585 - 1{,}555 = 0{,}030$. В значительном количестве содержится каолинит в виде сравнительно мелких изометричных пластинок с низким двупреломлением и кварц. Встречаются отдельные пластинки слюд.

Образец 3 — алевролит сидеритово-глинистый, переходная разновидность от алевролита к глине. Под микроскопом в шлифе сходен с образцом 2 как по составу, так и по структуре, но содержит большее количество сидерита, который густо рассеян по всей массе цемента.

Сидерит имеет вид серовато-бурых мелкокристаллических округлых зерен. Глауконит также присутствует здесь в виде редких мелких зерен бледно-зеленого цвета с нерезкими очертаниями. Слюды здесь содержатся в меньшем количестве, чем в обр. 2 и представлены главным образом мусковитом.

Тонкопелитовая фракция, как и в предыдущем образце, имеет полиминеральный состав. Доминирует гидрослюда, определяемая по характерным высоким показателям преломления и высокому двупреломлению, а также по данным рентгенографического и химического анализов. В иммерсионных препаратах определено: $Ng'—Np'=1{,}574—1{,}553=0{,}021$. На рентгенограмме присутствуют линии рефлексов первого и второго порядка 10 и 5 кХ сильной и слабой интенсивности. Содержание $K_2O=4{,}5\%$ указывает на калиевый состав гидрослюды (мусковитовый ряд), а повышенный коррелятив $SiO_2 : R_2O_3=3{,}859 : 1$ — на присутствие монтмориллонитовых минералов.

Монтмориллонитовые минералы обнаруживаются на рентгенограммах линией около 18 кХ средней интенсивности. Линии 14,2 и 7,17 кХ слабой интенсивности определяют присутствие небольших количеств хлоритов. Кварц определяется линиями 3,35 и 1,54 и химическим анализом (табл. 3).

Крупнопелитовая фракция состоит преимущественно из кварца и гидрослюд, не отличающихся по своим свойствам от гидрослюд предыдущих образцов.

Образец 4 — алевролит известково-глинистый. Глинистое вещество под микроскопом имеет буровато-серый цвет и тончайшую структуру. Поляризует в серых и желтых тонах. Вокруг обломочных зерен глинистое вещество образует каемку с более высоким двупреломлением. В смеси с глинистым веществом находится тонкодисперсный кальцит в виде тонкокристаллических частиц и сферолитов с крестообразным погасанием. Изредка рассеяны серовато-буроватые округлые зерна сидерита, иногда ромбической формы. В шлифе порода резко различна по структуре: большая часть ее представлена однородной известково-глинистой пелитовой массой, некоторые участки представляют собой глинистый мелко- и среднезернистый алевролит с мелкими зернами кальцита и более крупными — сидерита в цементе. Сидерит в этих участках содержится в значительно большем количестве, чем в однородной глинистой массе породы.

К алевролитовым участкам в небольшом количестве приурочены зерна глауконита, величиной до 0,1 *мм*.

Состав тонкопелитовой фракции в главной своей массе определен как гидрослюдистый. На это указывают: высокое свето- и двупреломление агрегатов ориентированных частиц — $Ng'— Np'=1{,}575—1{,}556=0{,}019$, характерные базальные отражения первого и второго порядка 10 и 5 кХ соответственно сильной и слабой интенсивности, высокое содержание $K_2O=4{,}12\%$ и меньшее количество гигроскопической воды по сравнению с обр. 6 и 7, где преобладает монтмориллонит. Рентгенографически в составе тонкопелитовой фракции обнаружен монтмориллонит очень слабым размытым рефлексом около 17,7 кХ. Повышенный коррелятив молекулярных соотношений $SiO_2 : R_2O_3=4{,}801 : 1$ подтверждает присутствие монтмориллонитового минерала. Линия рентгенограммы 7,18 кХ средней интенсивности указывает на существенные примеси каолинита.

В составе крупнопелитовой фракции преобладают чешуйки гидрослюд, органические частицы и кварц. Присутствуют также слюды, чешуйки каолинита, хлорита и отдельные агрегаты монтмориллонита.

Калинская свита Апшеронского полуострова (обр. 5). Алевролит глинисто-известковистый с песком. Глинистое вещество серовато-бурое, неоднородного состава, в одних участках оно имеет высокое двупреломление, в других поляризует в серых тонах.

Некоторое, довольно существенное количество глинистых минералов в породе имеет явно аутигенное происхождение, эти минералы развиты по обломочным терригенным зернам, частично их замещая. Новообразования представлены главным образом гидрослюдами, хлоритом и каолинитом. Гидрослюды в виде светло-зеленых чешуек с высокими светопреломлением и двупреломлением приурочены к туфогенным глинистым и кремнистым зернам. Хлорит представлен мутно-зелеными и зеленовато-бурыми чешуйками с низким двупреломлением и в виде дисперсного, наблюдающегося как по обломочным зернам, так и по глинистому веществу. Каолинит обычно развит по зернам полевого шпата в виде пылевидной примеси. Среди обломочных зерен рассеяно большое количество зерен кальцита в разной степени раскристаллизованных, от пелитоморфных до монокристаллических. Глинистый цемент породы играет сугубо подчиненную роль. Изредка встречается серовато-зеленый глауконит и тонкокристаллические мелкие агрегаты пирита.

Обломочные зерна крупноалевритовой и песчаной размерности разнообразны по составу. Они представлены туфогенными, кремнистыми, глинисто-кремнистыми и неопределимыми, плохо просвечивающими обломками пород, полевыми шпатами, кварцем, пластинками хлорита, мусковита и биотита и некоторых минералов тяжелой фракции. Все обломочные зерна сильно изменены процессами диагенеза, в той или иной степени разрушены и замещены новообразованными минералами.

Тонкопелитовая фракция состоит преимущественно из монтмориллонитовых минералов, которые определены в иммерсионных препаратах по сравнительно низким показателям преломления и высокому двупреломлению агрегатов ориентированных частиц: $Ng'—Np'=1{,}564—1{,}548=0{,}016$. Кроме того, на дебаеграмме зафиксировано сильное базальное отражение первого порядка около 18 кХ, характерное для монтмориллонитов. Гидрослюды дали более слабую линию 10 кХ; каолинит — линию 7кХ. Хлорит хорошо диагностируется и весьма заметен под микроскопом в шлифе.

Крупнопелитовая фракция состоит в основном из гидрослюд, кварца, каолинита и органических частиц. В подчиненном количестве присутствуют монтмориллонит, слюды, глауконит. Поскольку, однако, в составе пелита резко преобладает крупнопелитовая фракция, состав пелита в целом следует считать как гидрослюдистый с второстепенным количеством минералов группы монтмориллонита.

Майкопская свита Кобыстана (обр. 6). Алевролит глинисто-известковый. Глинистое вещество сероватое с буроватым и зеленоватым оттенком, в шлифе характеризуется следующим полиминеральным составом: 1) каолинит — агрегаты с низким двупреломлением и тонко-чешуйчатой структурой; 2) монтмориллонитовые минералы, образующие сравнительно крупные удлиненные, обычно линзовидные участки с высоким двупреломлением и волнистым погасанием; 3) гидрослюды — мельчайшие тонкие иголочки с высоким двупреломлением, рассеянные в пелите.

В глинистом цементе содержатся обильные примеси кальцита в виде зерен различной величины, крупных участков и тонкодисперсных включений. В подчиненном количестве присутствует сидерит в форме мелких ромбиков и агрегатных зерен. Изредка встречаются темно-зеленые зерна глауконита, величиной не более 0,05 *мм*.

В заметном количестве присутствуют мелкие зерна пирита, приуроченные к органическому веществу. Обломочный материал состоит преимущественно из кварца, полевых шпатов и слюд, величина которых не выходит за пределы мелкоалевритовой размерности.

Тонкопелитовая фракция в главной своей массе состоит из минералов монтмориллонитовой группы. Второстепенное значение имеют гидрослюды и каолинит.

Монтмориллонитовые минералы характеризуются низкими показателями преломления и высоким двупреломлением: $Ng' - Np' = 1{,}563 - 1{,}544 = 0{,}019$; линией высокого индекса — около 18 кХ сильной интенсивности; сравнительно повышенным количеством гигроскопической воды в анализах и высоким коррелятивом молекулярных соотношений $SiO_2 : R_2O_3 = 4{,}226 : 1$.

Гидрослюды фиксируются на рентгенограмме линией 10,2 кХ сильной интенсивности, а в химическом анализе — высоким содержанием $K_2O = 4\%$.

Каолинит устанавливается рентгенографически линией 7, 13 кХ средней интенсивности.

Крупнопелитовая фракция содержит гидрослюды и монтмориллонит примерно в одинаковых количествах (с некоторым преобладанием гидрослюд). Таким образом, в составе пелита в целом (обе фракции вместе) минералы группы монтмориллонита и гидрослюд играют приблизительно одинаковую роль.

Коунская свита Кобыстана (обр. 7). Алевролит известково-глинистый, под микроскопом в шлифе весьма сходен с обр. 6 и трудно от него отличим. Разница между ними заключается лишь в несколько большем содержании алеврита и большей его крупности в описываемом образце и наличии в нем микрослоистости, обусловленной чередованием глинистых прослоев с алевритовыми.

Тонкопелитовые фракции в обр. 7 и 6 сходны по своему составу: в обоих образцах в этой фракции монтмориллонит играет главную роль, а гидрослюды и каолинит — подчиненную. Монтмориллониты в иммерсионных препаратах агрегатов ориентированных частиц имеют: $Ng' - Np' = 1{,}557 - 1{,}539 = 0{,}018$. На рентгенограмме присутствует характерное для монтмориллонита базальное отражение первого порядка около 18 кХ сильной интенсивности. Химический анализ также подтверждает определение состава пелита как преимущественно монтмориллонитового. На это указывают сравнительно высокое содержание гигроскопической воды, равное 6,6% и высокий коррелятив молекулярных отношений $SiO_2 : R_2O_3 = 4{,}574 : 1$ (табл. 2). Большое количество магния в анализе, равное 4,34%, может быть за счет магниевых монтмориллонитов.

Гидрослюды и каолинит обнаруживаются рентгенографически по линиям, соответственно, 10,2 кХ средней интенсивности и 7,18 кХ слабой интенсивности.

Крупнопелитовая фракция состоит в основном из кварца с подчиненным количеством гидрослюды. В небольшом количестве присутствуют минералы монтмориллонитовой группы. Часто встречаются глауконит и слюда.

Минералогический состав пелита в целом (сумма фракций) приблизительно на 50% состоит из минералов монтмориллонитовой группы, остальные 50% приходятся на кварц с подчиненным количеством гидрослюд и каолинита.

Средняя юра Южной Эмбы (обр. 8). Песчаный алевролит сидеритово-глинистый.

Глинистое вещество бурое поляризует преимущественно в желтых, кое-где в серых тонах, имеет пелитоморфную структуру, на фоне которой слабо выделяются более крупные чешуйки и тончайшие иголочки с высоким двупреломлением. Местами встречаются бурые агрегаты сидерита. Обломочные зерна состоят главным образом из кварца, кремнистых пород и полевых шпатов.

Тонкопелитовая фракция имеет полиминеральный состав. Главная роль в нем принадлежит минералам монтмориллонитовой группы, второстепенная — гидрослюдам и каолиниту.

Монтмориллонитовые минералы диагностируются по низким показателям преломления и высокому двупреломлению агрегатов: $Ng' - Np' = 1{,}557 - 1{,}544 = 0{,}013$ и рентгенографически по характерной для монтмориллонитов линии 18 кХ очень сильной интенсивности. Гидрослюды обнаруживаются по линии 10,1 кХ средней интенсивности, каолинит — по линии 7,15 кХ средней интенсивности.

Крупнопелитовая фракция в главной своей массе состоит из минералов монтмориллонитовой группы, гидрослюд, кварца, растительных остатков и сидерита. Состав пелита, в целом, можно определить как гидрослюдисто-монтмориллонитовый.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследованные нефтяные алевролиты принадлежат к свитам или горизонтам, фации которых по геологическим и геохимическим данным (Вебер, 1962) [1] благоприятны для образования нефти. На это указывают палеогеографические особенности соответствующих бассейнов седиментации и характеристики рассеянных битумов, извлеченных из глинистых пород, вмещающих нефтяные пласты. Наше исследование преследовало более узкую задачу — определить, в какой мере эти благоприятные условия для образования нефти распространялись на собственно нефтяные породы, подчиненные данным свитам и горизонтам. Изучение минералогического состава нефтяных пород позволяет осветить этот вопрос с новых точек зрения.

В большинстве исследованных образцов привлекает к себе внимание совместное нахождение трех аутигенных минералов — индикаторов геохимических фаций: глауконита, сидерита и пирита. В самые ранние стадии диагенеза, когда образовывался глауконит, окислительно-восстановительная граница находилась близко от поверхности осадка, то опускаясь несколько ниже ее, то поднимаясь немного выше. В придонной части морской среды в эти периоды реакция была слабоокислительная; происходила борьба окислительных и восстановительных процессов (Пустовалов, 1933). С погружением осадка на некоторую глубину обстановка его становилась все более восстановительной и в той или иной степени щелочной. В этих условиях выпадал кальцит, а на более поздних стадиях диагенеза образовывался сидерит и затем пирит. Таким образом, направленность процессов диагенеза во времени происходила в сторону усиления процессов восстановления.

По содержанию сульфидной серы исследованные породы легко подразделяются на две группы: с низким ее содержанием (0,14% и менее; обр. 2—4) и с повышенным ее содержанием (0,38—1,14%; обр. 1,5—7) [2]. Содержание же сульфатной серы во всех случаях низкое и практиче-

[1] В этой работе сообщены сведения и о других литературных источниках по данному вопросу.

[2] В образце 8 из-за малого количества материала определение форм серы произвести не удалось.

Таблица 4

Минералогическая и гранулометрическая характеристика пелита нефтяных алевролитов (в сопоставлении с некоторыми геохимическими показателями породы)

Образец	Состав пелита (глинистых минералов)	Содержание в породе, %		Во фракции <0,01 *мм* %		Содержание в породе, %		
		растворимая часть (в 10% HCl)	фракция <0,01 *мм*	0,01—0,001 *мм*	<0,001 *мм*	S сульфидная	S сульфатная	Остаточный* органический углерод, %
	Верхний отдел продуктивной толщи Прикуринской низменности							
1	Гидрослюдисто-монтмориллонитовый с каолинитом (Г-М)	26	16	72	28	0,38	0,03	0,11
	Кирмакинская (обр. 2—4) и калинская (обр. 5) свиты нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова							
2	Монтмориллонитово-гидрослюдистый с каолинитом (М-Г)	25	46	63	37	0,07	0,05	0,39
3	Монтмориллонитово-гидрослюдистый с хлоритом (М-Г)	27	44	63	37	0,06	0,02	0,29
4	Гидрослюдистый с монтмориллонитом, каолинитом, хлоритом (Г)	26	30	63	37	0,14	0,03	0,27
5	Монтмориллонитово-гидрослюдистый с каолинитом и хлоритом (М-Г)	16	12	75	25	0,96	0,06	0,13
	Майкопская (обр. 6) и коунская (обр. 7) свиты Кобыстана							
6	Гидрослюдисто-монтмориллонитовый с каолинитом (Г-М)	21	15	60	40	1,14	0,05	0,26
7	Гидрослюдисто-монтмориллонитовый с каолинитом (Г-М)	21	25	54	46	0,57	0,07	0,34
	Средняя юра Южной Эмбы							
8	Гидрослюдисто-монтмориллонитовый с каолинитом (Г-М)	15	17	68	32	—	—	0,61

* После извлечения битума.

ски неизменное: 0,02—0,07% (табл. 4). Если придерживаться взглядов Г. И. Теодоровича (1952) и Л. А. Гуляевой (1955), то с повышением содержания сульфидной серы можно говорить о более интенсивных процессах восстановления.

Состав пелита изученных образцов полиминеральный. Основными компонентами являются минералы группы монтмориллонита, гидрослюд и каолинита. В большинстве образцов монтмориллониты или преобладают (обр. 1, 6, 7, 8), или имеют подчиненное, но весьма существенное значение (обр. 2, 3, 5).

Вместе с увеличением содержания сульфидной серы, т. е. с изменением среды осадка на более восстановительную, преимущественно гидрослюдистый (монтмориллонитово-гидрослюдистый) состав пелитовой фракции осадка изменяется на преимущественно монтмориллонитовый (гидрослюдисто-монтмориллонитовый). Не является отклонением от этой зависимости и обр. 5. Для него характерен минералогический состав не столько пелита в целом, сколько тонкой (<0,001 *мм*) фракции пелита. Последняя же здесь является преимущественно монтмориллонитовой, что хорошо согласуется с повышенным содержанием в породе сульфидной серы (0,96%).

Таким образом, по составу глинистых минералов, так же как и по содержанию сульфидной серы выделяются две группы пород. К одной из них относятся три образца пород кирмакинской свиты (обр. 2—4) с преобладанием гидрослюд над монтмориллонитом, ко второй — все остальные исследованные образцы, где участие монтмориллонитовых минералов является уже доминирующим. В то же время содержание пелита в целом и его тонкой фракции в породах первой группы выше, чем во второй (табл. 5).

Таблица 5

Соотношение характера пелита с составом его тонкопелитовой фракции

Образцы	Содержание в породе, % (пределы колебаний)		Состав тонкопелитовой фракции	
	пелит в целом (<0,01 *мм*)	тонкопелитовая фракция (<0,001*мм*)	преобладающие минералы	второстепенные минералы
2, 3, 4	30—46	11—17	Гидрослюда	Монтмориллонит, хлорит, каолинит
1, 5, 6, 7, 8	12—25	3—12	Монтмориллонит	Гидрослюда, каолинит

Следовательно, при меньшем относительном количестве монтмориллонитовых минералов в составе пелита, но при большей глинистости пород, абсолютные количества монтмориллонита больше (обр. 2—4), чем при малой глинистости (обр. 1, 5—8). Поэтому влияние монтмориллонитов на превращение органического вещества в первом случае может быть соизмеримым со вторым или даже оказаться более эффективным.

В связи с изложенными наблюдениями, а также сделанными ранее выводами, вытекавшими из конкретных аналитических данных исследований в этом направлении, можно с большей уверенностью говорить о взаимозависимости процессов минералообразования и битумообразования, происходящих в пелитовой части пород или осадка. Особое значение при этом приобретает тонкопелитовая часть глинистого вещества, которая в наибольшей степени бывает обогащена минералами монтмориллонитовой группы. В пользу высказанного положения говорит прежде всего известная максимальная сорбционная и, вообще, реакционная способность наиболее тонкодисперсной части вещества и каталитические свойства монтмориллонитов.

По данным предыдущего исследования, влияние монтмориллонитов взаимно связано с восстановлением битумной части органического вещества, т. е. с процессом, направленным в сторону образования нефти. В нашем случае очевидно, что исследованные породы содержали органический материал, который мог быть исходным для образования нефти. Об этом свидетельствует обнаружение после экстракции нефти оставшегося в породе органического углерода в количестве от 0,11 до 0,61% (табл. 4). Его можно рассматривать как углерод остаточного (после образования нефти) органического вещества. Кроме того, при микроскопических исследованиях пород в шлифах и фракциях наблюдается обильный растительный детрит.

Помимо наличия органического вещества, исследованные осадки, как мы видели, характеризовались с течением диагенетических изменений все более напряженной восстановительной средой, необходимой для преобразования этого органического вещества в нефтяном направ-

лении. Процессу способствовали каталитические воздействия монтмориллонитовых минералов пелита.

Высказанные соображения подтверждают исходный тезис о возможности нефтеобразования в пределах песчано-алевритовых осадков определенных фаций отложений. Выявленное присутствие монтмориллонитовых минералов в составе пелитовой фракции изученных нефтяных алевролитов является веским доводом в пользу такой возможности. Выяснена также роль минералогического состава пелита в битумообразовании.

ЛИТЕРАТУРА

Вебер В. В. Об образовании нефти в продуктивной толще юго-восточного Кавказа (по данным изучения битумов).— Труды ВНИГНИ, вып. XXXIII. Гостоптехиздат, 1962.

Вебер В. В. и Горбунова Л. И. О роли минералогического состава пелита в процессах битумообразования.— Сов. геология, 1961, № 11.

Вебер В. В., Горская А. И. и Глебовская Е. А. Битумообразование в четвертичных осадках и генезис нефти. Гостоптехиздат, 1960.

Горбунова Л. И. Распределение органического вещества во фракциях глин разного минералогического состава.— Докл. АН СССР, 1960, **136**, № 2.

Гуляева Л. А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород.— Сов. геология, 1955, сб. 47.

Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., 1933, № 1.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.

Седлецкий И. Д. и Юсупова С. М. Изменение параметров монтмориллонита под влиянием нефти.— Докл. АН СССР, 1945, **46**, № 1.

Теодорович Г. И. О геохимических и других условиях, благоприятных для образования нефтяных битумов.— Нефтяное хоз-во, 1952, № 12.

Grim R. E. Relation of Clay Mineralogy of Origin and Recoveny of Petroleum.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1947, **31**, No 8.

Weaver Ch. E. Possible Uses of Clay Minerals in search for Oil.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, **44**, № 9.

В. П. Петров

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ И УСТОЙЧИВОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Для глин понятия изменчивости и устойчивости весьма неопределенны, и в литературе существует большое количество противоречивых, а в ряде случаев прямо противоположных высказываний.

Несколько лет тому назад особенно широко было распространено представление об образовании осадочных глинистых минералов как химического осадка за счет выпадения из воды растворенных в ней силикатных веществ. Вместе с тем сейчас, когда получено большое количество точных данных по составу глинистой части древних осадочных пород (Ратеев, 1958) и по распределению глинистых минералов в современном океане (Ерощев-Шак, 1961), создается твердое убеждение, что глинистые минералы являются терригенным материалом и распределение их обусловлено характером выветривания на континенте на участках его размыва.

Формально, конечно, оба представления не только противоречат друг другу, но и взаимно исключают одно другое. Однако при внимательном изучении вопроса выясняется, что никакого противоречия нет, а оба эти взгляда подчеркивают различные стороны поведения глинистых минералов на дневной поверхности, не учитывая которые трудно вообще понять генезис осадочных глинистых толщ.

Нам представляется, что важнейшей особенностью глинистых минералов является то, что они находятся в физико-химическом равновесии с условиями, господствующими на дневной поверхности или в зоне выветривания (зоне воздействия физико-химических агентов дневной поверхности на соприкасающиеся с ней горные породы во время их выветривания). Равновесие это, конечно, должно пониматься как весьма чувствительное — каждое изменение условий на дневной поверхности ведет к нарушению создавшегося равновесия и тому или иному изменению природы глинистого минерала. Следует только указать, что изменение это может быть не очень значительным и часто не учитывается в геолого-литологических работах.

Известная поправка в предыдущее высказывание должна быть введена на «устойчивость» некоторых «крупных» кристаллических построек минералов глин, для перестройки которых требуется значительное время, а именно его очень часто в процессе транспортировки и седиментации не хватает.

Поясним сказанное примерами.

1. Устойчивость минералов глин наиболее хорошо проявляется, с нашей точки зрения, в способности глин давать мельчайшие, почти однопакетные обломки и при этом сохранять свою индивидуальность.

Очень четко эта особенность выражена у монтмориллонита. Достаточно простого смачивания глинистого агрегата, чтобы минерал «вспучился» — вода проникла бы в межпакетные пространства, и при дальнейшем увеличении количества воды, агрегат распадался бы на тончайшую взвесь «листочков коллоидных размеров». В некоторых случаях это почти однопакетные пачки. При такой большой поверхности изменение минерала, если бы оно имело место, происходило бы за очень короткий срок. Естественно, что дробление на однопакетные листочки возможно только при полном физико-химическом равновесии между минералом и окружающим его водным раствором.

2. Изменчивость минералов глин можно проиллюстрировать на примере наиболее хорошо изученных континентальных отложений, покрывающих во многих случаях древнюю кору выветривания и образующихся за их счет в период начинающегося размыва древней коры выветривания.

Формирование глинистых минералов идет в этом случае в толще древней коры выветривания в процессе ее образования. В условиях «площадной» коры выветривания, когда выветривание идет медленно и формируется полный разрез коры, полевошпатовый материал кислых пород переходит в слюду, которая затем замещается каолиновым веществом, образующим полную псевдоморфозу по слюде. Видимо, факту образования каолинита как псевдоморфозы по слюде следует придавать очень большое значение. Автор склонен думать, что «упорядоченный каолинит» вообще может образовываться только как псевдоморфоза по слюде (Петров и Токмаков, 1962). В такой псевдоморфозе сохраняется взаимное расположение кремнекислородных тетраэдров, существовавшее в слюдяной постройке, а это, в свою очередь, мешает каолинитовому пакету скручиваться в трубку. При кристаллизации каолинитового вещества за счет того же полевого шпата, но без промежуточной стадии слюды (а это имеет место в ряде случаев в зонах «линейных» кор выветривания) формируется галлуазит, представляющий собой те же коалинитовые пакеты, но закрученные в трубчатые кристаллы, что гораздо более отвечает их природе.

Начинающийся размыв каолинов коры выветривания приводит к образованию в первых возникших на ее поверхности депрессиях накоплений песка с линзами каолиновых малопластичных огнеупорных глин. Весьма показательно, что минералогически и по своим технологическим свойствам глины Украины и Урала, образованные в первые этапы размыва мезозойской коры выветривания, довольно близки, хотя время их образования различно. Для Украины это — верхи мела, для Урала — верхи юры или низы мела. Главную массу этих глин составляет относительно крупнокристаллический «упорядоченный каолин», но относительно много здесь и «неупорядоченного каолина», представляющего собой агрегат каолинитовых почти однопакетных листочков с ориентированными параллельно осями *c*. Еще одной особенностью этих глин является частое присутствие в них галлуазита и гиббсита.

Генетическая природа всех этих компонентов существенно различна. Крупный упорядоченный каолинит представляется нам типичным терригенным компонентом. При размыве устойчивые пачки этого каолинита переносятся в качестве мути и отлагаются в бассейне осадконакопления в том виде, в котором они были образованы в коре выветривания. Неупорядоченный каолинит — это, с нашей точки зрения, уже своеобразное «новообразование», возможное только в случае глин. В процессе транспортировки пачки упорядоченного каолинита дробят-

ся на отдельные листочки, представляющие собой как и у монтмориллонита, почти однопакетные кристаллики; эти последние при осаждении неизменно ложатся листок на листок с сохранением параллельности оси *c*. Полученные легко разрушающиеся агрегаты неупорядоченного каолинита обусловливают глинистые свойства породы. Наконец, галлуазит и гиббсит мы рассматриваем как химический осадок. Первый минерал хотя и встречается в породах выветривания, но его там крайне мало, а если бы галлуазит в малопластичных глинах являлся «терригенным продуктом», он должен был бы равномерно распределяться по всей глинистой толще. В действительности как галлуазит, так и гиббсит, очень редкие в мезозойской коре выветривания, концентрируются в центральных частях линз малопластичных мезозойских глин.

Стратиграфически выше этих малопластичных каолиновых глин залегают образовавшиеся уже в третичное время озерно-континентальные пластичные огнеупорные глины. На Урале их содержат месторождения Смолино-Синеглазовской, Увельской, Бускульской и других групп. На Украине сюда относятся Часовъярские, Новошвейцарские и другие им подобные месторождения глины. Как и в случае предыдущих месторождений, сходство минералогического состава для этих глин весьма большое. В отличие от малопластичных меловых глин в третичных пластичных глинах пока ни разу не были констатированы ни галлуазит ни гиббсит. Что же касается каолинового вещества, то и здесь оно составляет главную массу глины. Крупнокристаллический «упорядоченный каолинит» встречается повсеместно, но особенно его много в некоторых горизонтах. В Часовъяре такими горизонтами являются так называемые пояски, сложенные в основном углистым материалом и каолиновым песком — крупнокристаллическим упорядоченным каолинитом. В составе главной массы глин этого минерала гораздо меньше; зато очень много здесь, как и в непластичных глинах, неупорядоченного каолинитового минерала, который в этом случае несколько иной, чем в малопластичных глинах; в свое время он был назван монотермитом. Не вдаваясь здесь в споры о его природе, которые до сих пор продолжаются, отметим только следующие особенности монотермита, ни у кого не вызывающие сомнения: а) широкую изменчивость в свойствах и составе, б) весьма характерные оптические и термические свойства и в) высокую пластичность сложенных им глинистых агрегатов. Эти свойства позволяют безошибочно его определить, отличить от каолинита и, что самое главное для нас сейчас, выделить определенные разности глин, различающиеся по степени «монотермитовости» и дающие все переходы от обычных неупорядоченных каолинитов до классических «монотермитов».

Природа монотермита пока неясна; предполагалась его близость к гидрослюдам, но это предположение не может объяснить всех его свойств. Значительно более обоснована фактическим материалом и гораздо лучше объясняет свойства монотермита гипотеза Б. Б. Звягина, предположившего, что монотермит представляет собой неупорядоченный смешанно-слойный минерал каолинитово-монтмориллонитового состава (Звягин, 1958).

Наличие в третичных отложениях Урала и Украины глин, содержащих не неупорядоченный каолинит, а монотермит, для разбираемого вопроса чрезвычайно важно. Этот факт, учитывая, что и меловые, и третичные глины образовались при перемыве одной и той же мезозойской коры выветриваняи, можно объяснить только изменением климата и характера солености континентальных водоемов. Крупные листочки упорядоченного каолинита составляют терригенный, неизменяющийся материал, а предельно раздробленные однопакетные листочки частично реа-

гируют с водой давая новый материал. Если принять гипотезу Б. Б. Звягина, то надо предполагать частичный переход листочков каолинита в монтмориллонит и агрегирование их в форме ориентированных по оси *c* неупорядоченных агрегатов; накопление частично переходящих в монтмориллонит каолинитовых листочков определяет смешанно-слойную природу агрегата.

Еще одно доказательство влияния климата на природу новообразуемого монотермита. В Восточном Приуралье третичные глины образуют отдельные линзы, образовавшиеся в самостоятельных, не сообщающихся между собой озерных водоемах. Водоемы эти существовали в разное время, но по характеру монотермита разрезы глиняной толщи, осажденной во всех этих озерах, хорошо коррелируются (Петров, 1948). Это можно объяснить только, если предположить влияние климата на характер водоема, что своеобразно отражается на свойствах глинистого минерала, в данном случае монотермита.

Весьма интересные в этом смысле данные получены автором и С. С. Чекиным на Трошковском месторождении глин вблизи Иркутска. Это месторождение образовалось в юрское время на большом удалении от размывающейся коры выветривания. Толща глин здесь весьма мощна и местами превышает 10—15 *м*. В низах глинистой толщи глины каолинитовые и состоят из очень резко различающихся по размеру крупных окатанных пакетов упорядоченного каолинита, погруженных в массу чрезвычайно тонкозернистого неупорядоченного каолинита. Такой состав создает большие трудности для практического использования этих глин. Выше по разрезу толщи идут глины, по оптике весьма близкие к монотермитовым глинам, которые здесь именуются «метагаллуазитовыми» по исключительному преобладанию неупорядоченных разностей каолинита. Наконец, самые верхи глиняной толщи сложены уже существенно монтмориллонитовыми глинами. Во всех этих изменениях мы видим также влияние климатических изменений во времени.

Приведенные факты, как нам кажется, отчетливо показывают весьма большое своеобразие глин и возможность накопления их в осадке как терригенных материалов в том случае, когда накапливаются крупные устойчивые глинистые частицы типа упорядоченного каолинита и гидрослюд.

Примеры подобного рода приведены в цитированных выше работах М. А. Ратеева и В. А. Ерощева-Шака.

Изменяются же под влиянием среды отложения те мельчайшие, почти однопакетные листочки, которые обладают наибольшей реакционной способностью. В настоящих морских глинах (осадочных) мы пока не научились их узнавать; весьма вероятно, что некоторая часть смешанно-слойных образований, столь успешно изучаемых Уивером (Weaver, 1959, 1960), относится именно к таким, частично новообразованным глинистым минералам, иначе трудно понять наследование свойств материнских минералов новообразованным минералом, что с совершенной отчетливостью показано этим автором.

Безусловно, возможно, как отмечалось в тексте, и химическое глинообразование в водоеме.

К сожалению, пока нет уверенных методик отделения терригенных глин от новообразованных глин того или иного типа среди нормальных осадочных глинистых пород, однако поиски такой методики или признаков, весьма перспективны, поскольку на типичных примерах можно твердо установить существование в природе всех трех типов глин:

а) глин терригенных, сносимых в осадок в том виде, в котором они образовались в толще выветривания;

б) глин терригенных, полностью или частично изменяющих свою природу под действием среды переноса и отложения;

в) глин химических осадков, образовавшихся в среде отложения.

ЛИТЕРАТУРА

Звягин Б. Б. Электроннографические исследования бейделлитов. В сб.: «Исследование и использование глин». Изд. Львовского ун-та, 1958.

Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин.— Труды ИГН, 1948, **95**.

Ратеев М. А. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах.— Материалы по геол. и исслед. глин. Изд-во АН СССР, 1958.

Ерощев-Шак В. А. Каолиниты в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1961, **137**, № 3.

Петров В. П. и Токмаков П. П. О сунгулите.— В печати.

Weaver C. E. The distribution and identification of mixeed-layer clays in sedimentary rocks.— Amer. Min., 1959, **41**, N 3-4.

Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Clay and clay minerals. Sixth. Nat. Conference, 1960.

А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. А. Дриц

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ — ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Планомерное изучение вторичных изменений осадочных пород было начато в Отделе петрографии осадочных пород ИГН АН СССР по инициативе и под руководством члена-корреспондента АН СССР Л. В. Пустовалова.

Основной проблемой, которая ставится в литологии при изучении глинистых минералов, является выяснение зависимости их состава от условий осадконакопления и диагенеза. Изучением вторичных изменений глинистых минералов при процессах эпигенеза занимались значительно меньше.

В настоящей статье сделана попытка анализа эпигенетических изменений ряда наиболее распространенных глинистых минералов, проведенная с целью выяснения возможностей использования последних как индикаторов глубинного изменения терригенных пород в процессе их постепенного перехода в метаморфические образования.

Превращения, которые испытывают глинистые минералы в эпигенезе, связаны не только с приспособлением их структур к новым термодинамическим условиям, но и с характером эпигенетической переработки других терригенных компонентов обломочных пород. Поэтому рассмотрение истории изменений главнейших глинистых минералов в эпигенезе необходимо вести не изолированно, а совместно и как бы на фоне эпигенетических превращений терригенных пород в целом.

Работами последних лет установлено, что в мощных разрезах терригенных толщ как геосинклинальных, так и платформенных областей возникает региональная эпигенетическая зональность, отражающая стадийные изменения осадочных пород на пути их постепенного перехода в метаморфические. Выделенные зоны регионального эпигенеза и метагенеза охватывают весь спектр изменения пород от собственно осадочных до типично метаморфических (Бабадаглы, 1962; Копелиович, 1958; Коссовская, Шутов, 1962). Выделяются следующие зоны:

1. Зона начального эпигенеза, для которой характерно в значительной степени сохранение седиментационно-диагенетических структур и минерального состава пород. Мощность зоны подвержена сильным колебаниям, связанным с наличием или отсутствием стресса и геологическим возрастом пород (Пустовалов, 1956; Шутов, Долматова, 1962). Чем древнее породы, тем меньше мощность зоны. Ограниченные данные по Русской, Сибирской платформам и ряду предгорных прогибов позволяют грубо оценить ее: для третичных отложений более 5000 *м*; для мезозоя около 2500 *м*, для палеозоя 2000—1500 *м* и для позднего докембрия — менее 1000 *м*.

2. Зона глубинного эпигенеза характеризуется образованием мозаичных конформно-регенерационных структур песчаников, массовым появлением ряда характерных новообразованных минералов (кварца, цеолитов, альбита и др.) и глубокой переработкой почти всех глинистых минералов.

3. Зона метагенеза является переходной к зонам регионального метаморфизма. Для нее характерны: полное исчезновение первично-осадочных структур пород с заменой их мозаично-бластическими и начально-сегрегационными, и исчезновение глинистых минералов с переходом их в «родственные» минералы со слоистыми структурами.

Разбор стадий постседиментационных изменений глинистых минералов целесообразно провести по выделенным зонам эпигенеза отдельно для разных петрографических групп пород, каждая из которых характеризуется специфическим набором глинистых минералов.

Характер связи между комплексами глинистых минералов и петрографическим типом песчаных пород изучен еще недостаточно. Однако имеющиеся материалы позволяют наметить несколько наиболее типичных сочетаний глин и глинистых минералов цемента с песчаными породами определенного минералогического состава (Коссовская, Шутов, 1963; Griffiths и др., 1956; Pettyohn, 1957). Выделяются следующие группы:

1. Мономинеральные кварцевые песчаники с каолинитовым цементом, перемежающиеся с глинами преимущественно каолинитового состава. Этот парагенез характерен для отложений, возникающих за счет переотложения древних кор выветривания.

2. Аркозовые песчаники с кварцем, калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами до № 45 включительно. Наряду с указанными компонентами характерно присутствие слюд (главным образом биотита) и реже амфиболов и пироксенов. Глинистое вещество как в цементе песчаников, так и в собственно глинистых породах имеет сложный состав с участием хлорита, «подвижных хлоритов» (представляющих своеобразные переходные фазы между хлоритом и вермикулитом или монтмориллонитом), собственно монтмориллонита и гидрослюд; часто все эти минералы являются продуктами разрушения нестойких триоктаэдрических гидрослюд. Указанный парагенез возникает в осадочных породах за счет быстрого (преимущественно механического) разрушения полнокристаллических пород кислого и среднего состава.

3. Группа полимиктовых песчаников — граувакк, основными компонентами которых являются обломки различных эффузивов, сланцев низкой степени метаморфизма, кремнистых пород и пр. Глинистое вещество, сопровождающее песчаники данного типа, имеет полиминеральный состав с постоянным присутствием и преобладанием диоктаэдрических гидрослюд и хлорита. Общей чертой материнских пород, служащих для формирования указанного парагенеза, является наличие мелкозернистого субстрата, сохраняющегося в обломках песчаной размерности.

Выделенные группы, естественно, не охватывают всего многообразия терригенных образований. Существуют переходные ассоциации пород, возникающие за счет смешения обломочного материала из различных источников или за счет большей или меньшей степени выветрелости исходных материнских образований.

Однако для решения поставленной задачи было важно выявить наиболее характерные и чистые парагенезы, пользующиеся достаточно широким распространением среди терригенных пород и легко распознаваемые на разных стадиях их эпигенетического преобразования.

Разберем ход направленных эпигенетических преобразований глинистых минералов в отдельных петрографических группах.

ГРУППА МОНОМИНЕРАЛЬНО-КВАРЦЕВЫХ ПОРОД

Зона начального эпигенеза

Каолинит в глинах данной группы пород часто встречается вместе с другими глинистыми минералами — галлуазитом, «файрклей» и др. Песчаники и глины в пределах всей зоны сохраняют первичный седиментационно-диагенетический облик. По мере движения вниз по разрезу иногда наблюдается лучшая раскристаллизация каолинита в поровом цементе песчаных пород, а также исчезновение галлуазита и «файрклей». Другие изменения глинистых минералов не отмечены.

Породы указанной ассоциации имеют довольно широкое распространение и изучены среди каменноугольных отложений Русской платформы, верхнего мела Восточной Сибири и др.

Зона глубинного эпигенеза

Изменения каолинита при глубинном эпигенезе изучены в ряде районов: в разрезах позднекембрийских и нижнепалеозойских отложений юго-востока Русской платформы (Шутов, Долматова, 1962; Шутов, 1962), среди глубоко погруженных каменноугольных отложений востока Русской платформы и Пражского бассейна в Чехословакии (Tomanek, 1960), в базальных слоях нижней юры Западного Верхоянья (Коссовская, Шутов, 1963), нижнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности и др.

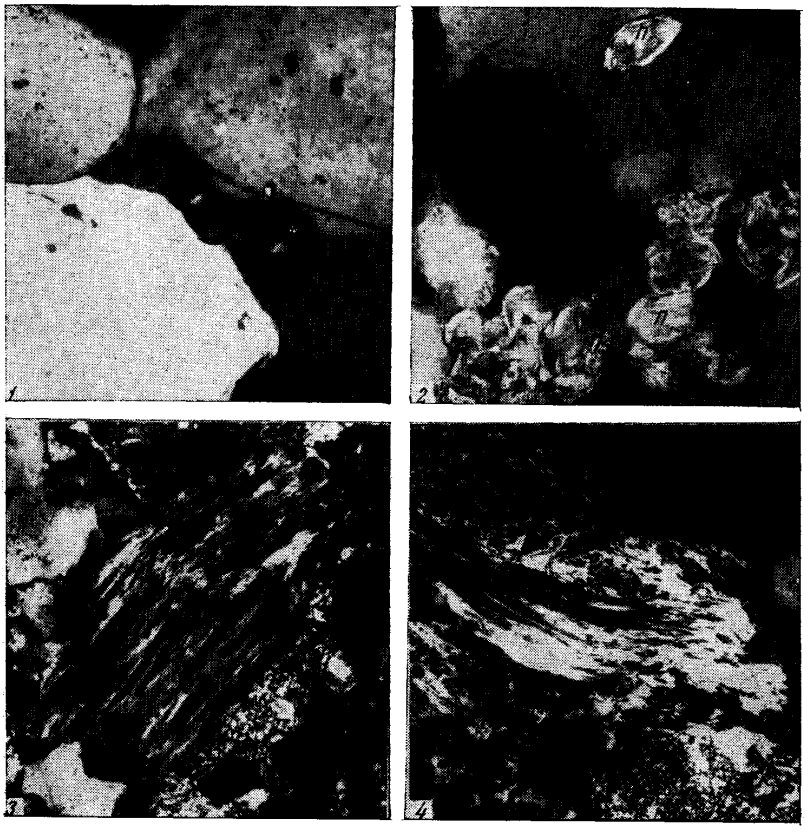
Глубинные изменения выражаются в постепенной диккитизации каолинита. Начало диккитизации совпадает с появлением в песчаниках мозаичных структур, возникающих на определенном гипсометрическом уровне глубинного погружения, в процессе конформного растворения и регенерации кварцевых зерен породы. Участки с поровым каолинитом оказываются «запечатанными» регенерационными оболочками кварца (см. таблицу, *1*). В процессе продолжающего погружения пород, изолированные агрегаты каолинита начинают испытывать в замкнутом поровом пространстве повышенное гидростатическое давление. Поровые узлы с первичным каолинитом становятся центрами эпигенетической диккитизации, распространяющейся в более поздние этапы глубинного эпигенеза на весь цемент песчаников. С некоторым «запозданием» осуществляется диккитизация глинистых пород первично каолинитового состава.

Преобразование каолинита в диккит происходит путем формирования сростков, состоящих из чередующихся пакетов обоих минералов (рис. 1 и 2); по мере погружения пород, число пакетов диккитового состава увеличивается за счет полиморфного перехода каолинита в диккит (Пустовалов, 1956). Переход этот связан со стремлением минерала в условиях повышенных температур и давлений приобрести структуру, отличающуюся большей энергетической устойчивостью. В структуре каолинита атомы алюминия, образующие гексагональный мотив в слоях, располагаются в нормальной проекции один над другим. В структуре диккита при наложении слоев имеет место попеременное смещение сеток на $\pm 1/6$ *в* вдоль оси *в*. Это создает более равномерное распределение катионов в структуре диккита, что, согласно правилу Полинга, повышает ее энергетическую устойчивость.

Зона метагенеза

В зоне метагенеза происходит преобразование диккита в пирофиллит. Кварцитовидные песчаники с пирофиллитом изучены в синийских

Таблица



1 — агрегаты диккита в поре кварцевого песчаника. На зернах обломочного кварца хорошо видны регенерационные каемки, «запечатывающие» поровый участок с диккитом. Рифей. Пачелмский прогиб. Увел. 160, николи +; *2* — агрегаты пирофиллита среди кварцитовидного песчаника эннинской свиты синийского комплекса восточной окраины Алданского щита. Характерна сфероидальная форма отдельных неделимых пирофиллита, образующихся по гексагональным кристаллам диккита. Увел. 240, николи +; *3* — реликтовая пластинка биотита, замещения минералами группы «разбухающего хлорита». Западное Приверхоянье (Cr_1). Увел. 160, николи +; *4* — полное замещение биотита чередующимися пакетами хлорита и мусковита. Западное Верхоянье (P). Увел. 100, николи +.

отложениях восточной окраины Алданского щита; к этому же типу пород относятся овручские песчаники Украины. Породы обоих районов очень сходны и характеризуются сложными мозаичными структурами с отчетливыми реликтами регенерационных оболочек вокруг обломочных зерен кварца; в кварцевую мозаику основной массы включены пирофиллитовые агрегаты, обладающие специфической сферической формой. В ряде случаев среди мелких сферических агрегатов пирофиллита обнаруживаются реликты гегксагонального ограничения, унаследованного от более раннего — диккитового минерала (см. таблицу, *2*). Образование пирофиллита связано с продолжавшимся «приспособлением» решетки слоистых минералов к повышенным давлениям и температуре.

В случае наличия в интерстиционных растворах калия, в породах данной зоны возникает, как правило, серицит. Отсутствие среди чистых

кварцевых песчаников источника для появления в растворах щелочей и избыток SiO_2, обусловленный растворением зерен кварца, приводит к надстраиванию двуслойной структуры диккита слоем кремнекислородных тетраэдров и появлению трехслойной структуры устойчивого пирофиллита. Следует отметить, что диккит и пирофиллит относятся к одной

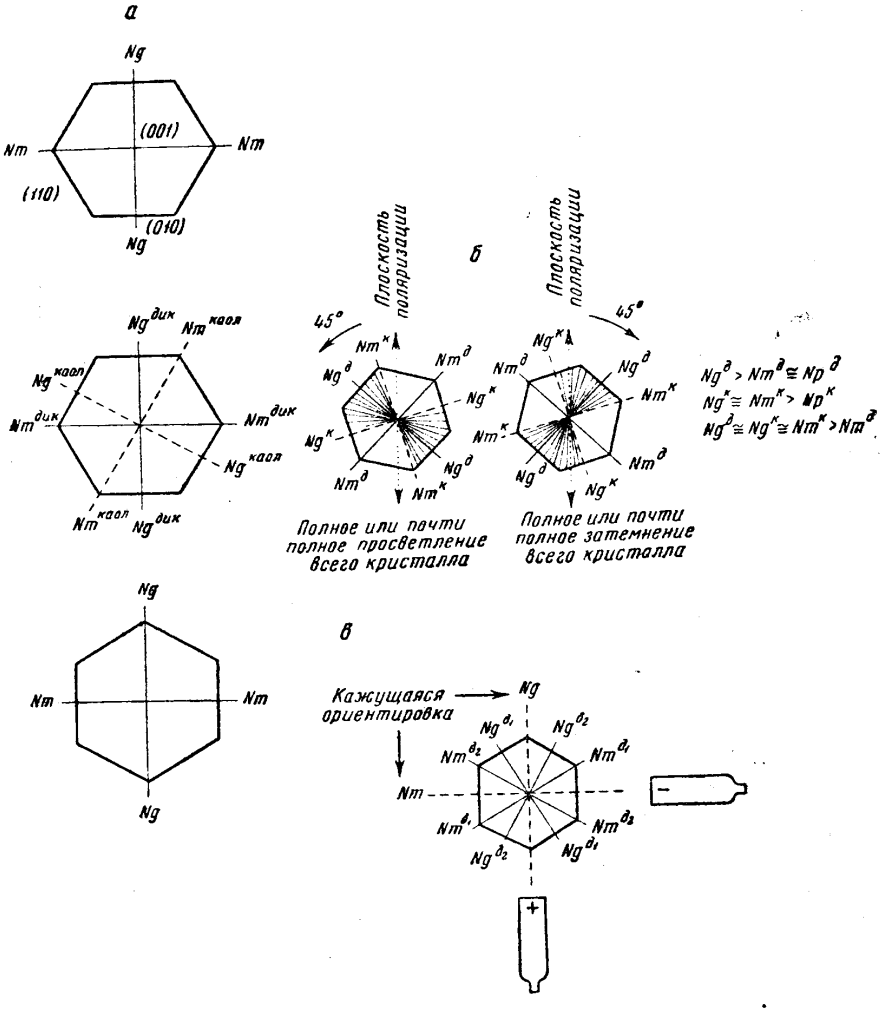


Рис. 1. Оптическая ориентировка каолинита (*а*), каолинитово-диккитовых (*б*) и диккитовых (в) сростков, формирующихся в ходе глубинного эпигенеза пород кварцево-каолинитового семейства (по материалам палеозойского и рифейского разреза Пачелмского прогиба)

и той же пространственной группе *Cc*. На рентгенограммах пирофиллита были зафиксированы линии средней интенсивности с $d(001) = 14$ Å, относящиеся к диккиту. Появление этой линии, как экспериментально установил Хилл (Hill, 1955), связано с упорядоченным процессом дегидратации в структуре диккита при нагревании его до 700°. Очевидно, что в условиях длительного существования пород при повышенных температурах и давлениях первым этапом перестройки диккита будет его дегидратация; в последующие этапы происходит проникновение SiO_2 в межслоевые промежутки с образованием трехэтажной структуры пиро-

филлита. Более детальный механизм превращения структуры диккита в пирофиллит пока не ясен. Можно отметить, что следы начальной пирофиллитизации часто обнаруживаются в песчаниках с диккитовым цементом (Шутов, Долматова, 1962).

Характер сопряжения кварцево-пирофиллитовых пород зоны метагенеза с собствено метаморфическими образованиями не изучен. По-видимому, в метаморфизме группе кварцево-каолинитовых пород соответствуют породы кианитовой субфации регионального метаморфизма.

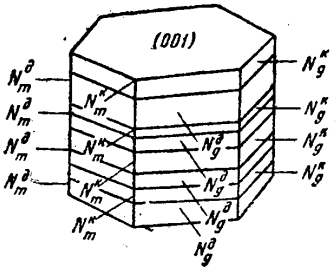


Рис. 2. Микрополисростки каолинита-диккита, образующиеся по каолиниту в процессе глубинного эпигенеза

ГРУППА АРКОЗОВЫХ ПОРОД

Характерной особенностью этой группы пород является обилие слюд, среди которых, как правило, преобладает биотит.

История мусковита и биотита в осадочных породах существенно различна.

Мусковит является одним из наиболее устойчивых минералов, проходящим почти неизмененным через все стадии постседиментационного существования осадочных пород. Биотит относится к наименее стойким минералам и стадийные продукты его разложения являются обычно основой для образования глинистого вещества в описываемой группе.

Зона начального эпигенеза

Как песчано-алевритовые, так и глинистые породы данной зоны сохраняют обломочные структуры.

Триоктаэдрические гидрослюды, часто составляющие основную массу глинистого вещества, уже в этой зоне претерпевают существенные изменения. Первым этапом их переработки является хлоритизация, проходящая через образование упорядоченных и неупорядоченных смешанно-слойных структур (Коссовская, 1962; Коссовская, Дриц и др., 1963). Последующие изменения зависят от физико-химических условий, в которых находится осадок, а в дальнейшем осадочная порода: интенсивности водообмена, pH и EH среды, длительности пребывания вещества в более или менее постоянных условиях переработки и т. д. Обычно возникает сложная ассоциация глинистых минералов, в которой большая роль принадлежит упорядоченным и неупорядоченным смешанно-слоистым образованиям гидрослюд, хлорита, «подвижного хлорита» (разбухающего и (или) сжимающегося при различных обработках) и монтмориллонита. В некоторых случаях при интенсивном кислом разложении появляется каолинит, содержащий, однако, обычно реликты продуктов более ранних стадий изменения биотита (рис. 3).

Перестройка структуры триоктаэдрических слюд рисуется в следующем виде. На первом этапе происходит окисление закисного железа; переход Fe^{+2} в Fe^{+3} создает избыток положительных валентностей, которые компенсируются удалением из межслоевых позиций наименее прочно связанного K^{+1}, а из октаэдров части Mg^{+2} и, очевидно, Fe^{+2}. В условиях слабого водообмена при эпигенезе Mg^{+2} замещает в межслоевых позициях K^{+1} с формированием бруситового слоя. В результате образуется хлоритовый минерал, количество которого возрастает по мере увеличения степени разрушенности триоктаэдрической слюды.

Процесс этот идет через образование упорядоченных и неупорядоченных смешанно-слоистых образований хлорита и триоктаэдрической слюды с постепенным уменьшением роли последней. В процессе дальнейшего изменения происходит разрушение и гидратация бруситового слоя

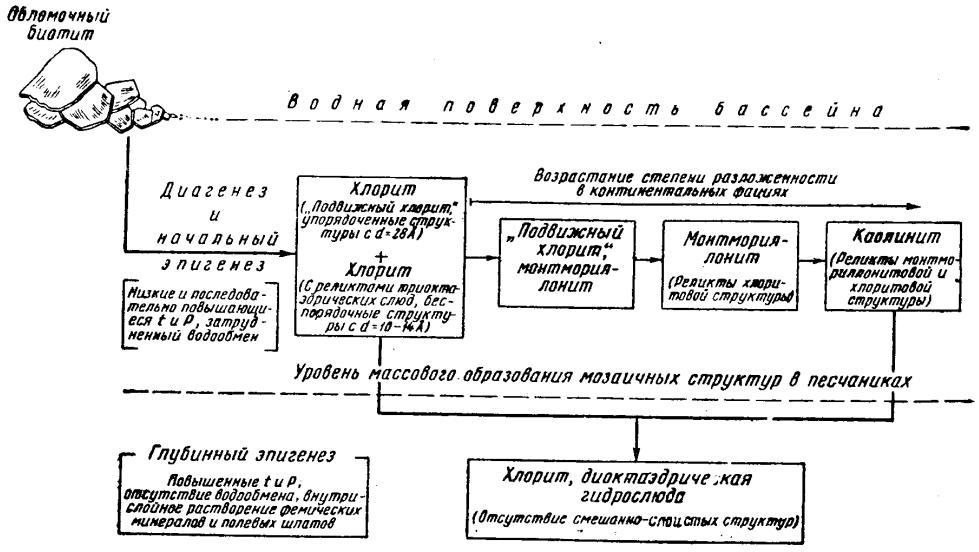


Рис. 3. Характер минералогического преобразования биотита в постседиментационную стадию

с формированием специфических минеральных образований, называемых нами «подвижными хлоритами», обладающими свойствами, промежуточными между собственно хлоритом — вермикулитом и вермикулитом — монтмориллонитом. Переход от хлорита к монтмориллониту, осуществляющийся через постепенную гидратацию и разрушение бруситового слоя с заменой последнего слоем воды и поглощенными катионами, происходит через формирование смешанно-слоистых образований с упорядоченными и неупорядоченными типами структуры.

Изменения триоктаэдрических гидрослюд в зоне начального эпигенеза изучены в меловых и юрских породах Восточной Сибири в юрских породах юго-востока Русской платформы и др.

Обломочные диоктаэдрические слюды каких-либо изменений в начальном эпигенезе не испытывают.

Зона глубинного эпигенеза

Граница зоны, так же как и для предыдущей группы пород, совпадает с массовым появлением мозаично-регенерационных структур песчаников, сопровождающимся явлениями интенсивного внутрислойного растворения нестойких фемических минералов (пироксенов, амфиболов) и разрушением полевых шпатов. В условиях повышенных температур и давлений в присутствии интерстиционных растворов, богатых SiO_2, Al_2O_3 и щелочами, происходит энергичная переработка всех глинистых минералов. Сохранившиеся реликты триоктаэдрических гидрослюд испытывают разложение и за их счет формируется хлорит и гидрослюда мусковитового типа. Этот процесс отчетливо прослеживается не только по данным рентгено-структурного изучения тонкодисперсного вещества, но

и микроскопически, на обломочных пластинках измененного биотита (см. табл., *3*).

Хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда образуются также за счет монтмориллонита, каолинита и метастабильных продуктов изменения биотита (Коссовская, 1962; Коссовская и др., 1963).

Преимущественное образование хлорита или мусковитовой гидрослюды зависит в основном от характера обломочного материала. Изобилие фемических минералов приводит к обогащению интерстиционных растворов Mg и Fe, что ведет к образованию хлорита. Разрушение полевых шпатов способствует появлению щелочей и, в частности калия, что приводит к формированию гидрослюд (Andereata, 1954).

Таким образом, для пород зоны глубинного эпигенеза характерно упрощение состава глинистого вещества и сведение его в основном к двум компонентам — хлориту и диоктаэдрической гидрослюде.

Обломочные диоктаэдрические слюды по-прежнему сохраняются неизмененными.

Характерно, что в зоне глубинного эпигенеза в описываемых породах происходит постепенное исчезновение почти всех собственно глинистых минералов: монтмориллонита, каолинита и метастабильных фаз продуктов разрушения триоктаэдрических гидрослюд.

Зона метагенеза

В зоне метагенеза сохраняется минеральный состав тонкодисперсной массы, сформированной в глубинном эпигенезе. Характерно улучшение степени кристалличности минералов, появление более упорядоченных модификаций. Так, например, диоктаэдрические гидрослюды со структурой типа 1M, распространенные в породах, прошедших стадию глубинного эпигенеза, сменяются в зоне метагенеза собственно мусковитом со структурой 2M. Хлорит чаще всего представлен двумя разновидностями: афросидеритом и репидолитом (см. таблицу, *4*). Существенной особенностью является увеличение размера чешуек слоистых минералов, достигающих иногда в сланцах 1 *мм* и более.

Ассоциация хлорит — диоктаэдрическая слюда сопровождается обычно новообразованиями альбита и кварца. Первое появление тонкодисперсных образований этих минералов в глинистой фракции пород описываемой группы отмечается с зоны начального эпигенеза.

Изменения глинистых минералов в породах группы аркоз наиболее подробно изучены в мезозойских и верхнепалеозойских породах Западного Верхоянья (Восточная Сибирь), а также в позднедокембрийских и нижнепалеозойских породах Русской платформы.

ГРУППА ГРАУВАКК

Зона начального эпигенеза

Глины этой группы пород поликомпонентны. Обязательным членом является монтмориллонит, образующийся за счет обломков вулканогенного материала, как правило, в большем или меньшем количестве присутствующего в породах этой группы. Помимо монтмориллонита, обычно встречаются: диоктаэдрическая слюда, разнообразные хлориты и иногда магнезиальные минералы типа сепиолита. В отличие от аркоз в глинах группы граувакк не распространены смешанно-слоистые образования. Это объясняется тем, что в составе обломочного материала биотитовые слюды, являющиеся главным «сырьем» для развития

смешанно-слоистых образований, отсутствуют или пользуются небольшим распространением; глинистые минералы образуются в основном синтетическим путем за счет продуктов разложения нестойких вулканогенных и обломочных компонентов.

Постепенная переработка и исчезновение монтмориллонита в процессе эпигенеза при погружении пород на глубины около 2500—3000 *м*, отмечается для третичных отложений многими исследователями (Weaver, 1960). Грим (1955) подчеркивает отсутствие монтмориллонита в породах древнее мезозойских[1]. Однако характер перехода монтмориллонита в другие минералы пока недостаточно ясен. Уивер (Weaver, 1960) предполагает, что этот переход осуществляется путем образования смешанно-слоистых структур с иллитом (по-видимому, диоктаэдрической слюдой), причем роль слюдистого компонента возрастает с глубиной. Материал авторов данной статьи по изучению глинистых минералов в граувакках различных районов (Южное Приуралье, Донбасса и др.) показал, что обычные компоненты глинистого вещества — монтмориллонит, диоктаэдрическая слюда и хлорит — не образуют смешанно-слоистых стурктур, а присутствуют в виде самостоятельных минеральных фаз.

Зона глубинного эпигенеза

Граница второй зоны, как и для предыдущих семейств, фиксируется по появлению конформных сливных структур песчаников, связанных с плотным примыканием и взаимным растворением зерен обломков пород, при котором стираются границы между обломочными зернами и цементирующей массой.

Глинистое вещество цемента песчаников и аргиллитов, изученное в граувакках карбона Джезказгана, пермских породах Мангышлака и Печорского бассейна, отличается очень постоянным двухкомпонентным составом — диоктаэдрическая гидрослюда и хлорит. Монтмориллонит полностью отсутствует; каких-либо признаков присутствия минералов со смешанно-слоистыми структурами также не было обнаружено.

Зона метагенеза

В граувакках, находящихся на уровне метагенетического изменения (нижняя юра Большого Кавказа), так же как и в группе аркоз, диоктаэдрическая слюда относится к полиморфной модификации 2М (мусковит); хлорит представлен не только афросидеритом и рипидолитом, но и пеннином.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы позволяют проследить судьбу главнейших глинистых минералов в процессе эпигенеза осадочных терригенных пород и перехода их в метаморфические. По степени своей устойчивости и приспособленности к условиям повышающихся температур и давлений глинистые минералы могут быть разбиты на три группы: 1) неустойчивые, 2) ограниченно устойчивые, 3) очень устойчивые.

К неустойчивым минералам относятся триоктаэдрические гидрослюды, испытывающие глубокую переработку и исчезающие еще

[1] Последнее вряд ли правильно. Монтмориллонит известен и в палеозойских породах и исчезновение его определяется не возрастом пород, а уровнем их эпигенетической переработки.

в стадию диагенеза и начального эпигенеза. Триоктаэдрические гидрослюды дают характерный ряд стадийных минералов с упорядоченными и неупорядоченными смешанно-слоистыми структурами, начиная от сочетания хлорита — «подвижного» хлорита, монтмориллонита, диоктаэдрической гидрослюды, до собственно монтмориллонита и каолинита, появляющихся в условиях интенсивного разложения в диагенезе и начальном эпигенезе.

К ограниченно-устойчивым минералам в эпигенезе относятся каолинит и монтмориллонит. В зоне начального эпигенеза они почти не испытывают изменений; возможна лишь незначительная переработка монтмориллонита. В зоне глубинного эпигенеза эти минералы претерпевают существенные превращения, характер которых зависит от состава обломочного материала сопряженных с глинами песчано-алевритовых пород.

В случае обилия полевых шпатов (как плагиоклазов, так и калиевых разностей), при эпигенетическом изменении и разрушении которых высвобождается калий, происходит гидрослюдизация каолинита с превращением его в диоктаэдрическую гидрослюду типа 1М. Тот же процесс происходит с монтмориллонитом (Коссовская. 1962; Шутов, 1962).

В случае изобилия фемических минералов (пироксенов, амфиболов) имеет место преимущественное образование хлорита. Таким образом, в полимиктовых породах процесс преимущественного образования гидрослюд приурочен главным образом к кислым аркозам, хлорита — к средним аркозам, а также основным и средним граувакка̀м.

В мономинерально-кварцевых породах, где явление внутрислойного растворения обломочных минералов не приводит к появлению в интерстиционных растворах элементов, легко используемых глинистыми минералами для создания более устойчивых структур (K, Mg и др.), происходит лишь структурная перестройка минералов с появлением более упорядоченных полиморфных модификаций. Так, каолинит в мономинерально-кварцевых породах переходит в диккит.

В зоне метагенеза, в породах всех групп, собственно глинистые минералы — каолинит и монтмориллонит — уже полностью отсутствуют. В полимиктовых породах — аркозах и граувакках — за счет них образуется устойчивая ассоциация мусковита и хлорита; в группе мономинерально-кварцевых пород, в кварцитах и сопряженных с ними сланцах наряду с диккитом широко появляется пирофиллит, представляющий бескалиевый аналог мусковита.

К очень устойчивым минералам относится диоктаэдрическая гидрослюда и хлорит. В течение всего процесса эпигенеза, начиная от завершения диагенеза и кончая метаморфизмом, эти минералы устойчиво сохраняются. Изменения выражаются лишь в повышении их кристалличности и совершенствовании структуры. Так, если хлорит в зоне начального эпигенеза часто встречается в виде смешанно-слоистых образований с «подвижным хлоритом» или монтмориллонитом, то в зоне глубинного эпигенеза и метагенеза встречается лишь собственно хлорит, причем последовательно улучшается степень его кристалличности и увеличивается размер чешуек. То же происходит с диоктаэдрической гидрослюдой в зоне метагенеза; наблюдается переход слюд типа 1М в 2М.

Таким образом, диоктаэдрическая слюда и хлорит (типа афросидерита, репидолита и пеннина) являются конечными фазами, завершающими историю глинистых минералов в терригенных полимиктовых породах любого петрографического состава. Эти минералы, как известно, являются основными компонентами подавляющего большинства

сланцев низших ступеней регионального метаморфизма. Особняком стоит группа кварцево-каолинитовых пород, превращающихся в кварциты, вначале с диккитом и позднее — с пирофиллитом.

ЛИТЕРАТУРА

Бабадаглы В. А. Глубинный диагенез и начальный метаморфизм мезозойских и кайнозойских терригенных формаций Придарвазья.— Труды Ташкент. геол. упрния, 1962, вып. 203.

Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд-во иностр. лит., 1955.

Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, **103**, № 6.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах.— Докл. АН СССР, 1961, **139**, № 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. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963.

Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических гидрослюд в терригенных породах (данный сборник).

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.

Пустовалов Л. В. и др. О вторичных изменениях осадочных пород.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.

Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Труды II Междунар. конфер. по глинам в Праге, 1962.

Шутов В. Д. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области.— Ученые записки ЛГУ, серия геол., 1962, вып. 12, № 310.

Andereatta C. Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose.— Tschermaks mineral und petrol. Mitt. Dritte Folge, 1954, **14**, № 1—4.

Hill R. Spacing in kaolin-type minerals.— Acta crystallogr. 1955, **120**, № 2.

Griffiths V. C., Bates T. F., Shadle H. W. Guide to field trip of Fourth National Clay Conference; Clay minerals in sedimentary rocks, in Clays and clay Minerals, Natl. Acad. Sci.— Natl. Res. Council pub. 1956, **456**.

Tomanek V. Kladnoen schieferton — das älteste bekannte feuerfeste Magerungsmittel fur die Erzeugung von Schamotte.— Tschechoslowakische Keramik. Praha, 1960.

Pettijohn F. Y. Sedimentary rocks. N. Y., 1957.

Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Cyals and clay minerals. Proc. Sixth Nat. Cinf. Clays and Clay Minerals. Pergamon Press, 1960.

Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1955, N 8.

Т. А. Лапинская

ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

Глубокое бурение, широко развернувшееся в последнее десятилетие в пределах восточных районов Русской платформы, ведущееся с целью поисков, разведки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, дает массу ценнейшего геологического материала. Одним из наиболее важных результатов бурения следует считать вскрытие кристаллического фундамента платформы, ее сильно дислоцированного нижнего структурного этажа, на котором залегает вся толща осадочных отложений. В настоящее время имеются уже тысячи скважин, достигших фундамента на глубинах 1500—3000 *м*.

К сожалению, многие из них пройдены без отбора керна и могут быть использованы лишь для установления глубины залегания фундамента; некоторые остановлены в самой верхней, измененной процессами выветривания, части кристаллических пород, и имеющиеся образцы не позволяют достаточно уверенно восстановить облик коренных образований. Примерно лишь 40% скважин дают каменный материал, пригодный для изучения петрографических особенностей и физических свойств пород. В большинстве случаев проходка по фундаменту невелика — всего 5—15 *м* и только в единичных скважинах она увеличивается до 40—50—70 *м*. Все это, естественно, ограничивает возможности исследования фундамента в закрытых частях востока Русской платформы и затрудняет выяснение геологических соотношений слагающих его пород. Именно поэтому сейчас еще имеется много спорного во взглядах различных исследователей на возраст отдельных типов пород, степень их распространенности, особенности залегания и т. п.

В кафедре петрографии осадочных пород Московского нефтяного института, где изучение кристаллического фундамента было начато В. П. Флоренским еще в 1940 г., когда были пройдены первые опорные скважины в Москве, Сызрани и Ардатовке, и в дальнейшем систематически продолжалось, в настоящее время собрана и обработана уникальная коллекция керна более 900 скважин, из которых 860 располагаются в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной области. Количество скважин для ряда районов настолько велико, что появилась возможность перейти от точечных обозначений состава и возраста пород к построению петрографических карт фундамента, что и было сделано для отдельных нефтеносных площадей Татарского свода и Волго-Уральской области в целом (Лапинская, 1962).

Преобладают в составе фундамента глубоко метаморфизованные и часто гранитизированные гнейсы различного состава и амфиболиты, по-

возрасту относящиеся к архею и сопоставимые с толщей архейских гнейсов Украинского и Балтийского щитов (Флоренский, Лапинская, 1956). Породы этой группы вскрываются примерно в 57% всех учтенных скважин. Гораздо меньшую роль играют менее глубоко метаморфизованные разности, относимые В. П. Флоренским и автором настоящей работы к нижнему протерозою (аналоги саксаганской серии Украины и карельской формации Балтийского щита) и представленные филлитами, железистыми кварцитами, слюдистыми и амфиболовыми сланцами и кварцито-сланцами. Они вскрыты всего десятью скважинами, что составляет примерно 1,2%. Наконец, в ряде районов обнаружены породы типа микрогнейсов и мелкозернистых амфиболовых роговиков, которые мы ранее считали возможным параллелизовать с мелкозернистыми гнейсами, подстилающими метабазиты саксаганской серии Украины (по Н. П. Семененко) и поэтому давали им условно верхнеархейский возраст (Флоренский, Лапинская, 1956).

В настоящее время эти породы вскрыты в большем числе скважин (в двенадцати) и подробнее изучены; по степени метаморфизма они сходны со сланцевой серией и поэтому, видимо, целесообразно объединить их в единый комплекс нижнепротерозойских отложений, в котором они являются наиболее древними. Именно так рассматривают М. М. Веселовская, Д. Н. Утехин и С. М. Суханова амфиболовые микрогнейсы Поваровки в центральной части Русской платформы, имеющие много сходного с микрогнейсами Татарского свода (1959).

Судя по химическому составу, минералогии и структуре, преобладающая часть архейских гнейсов и нижнепротерозойских сланцев является продуктом метаморфизации первично-осадочных или осадочно-эффузивных пород. К числу ортопород, да и то условно, можно относить лишь некоторые амфиболиты. Таким образом, парапороды составляют в фундаменте Волго-Уральской области более 60%.

Остальное падает на гранитоиды и различные основные и ультраосновные породы типа габбро, габбро-норитов и пироксенитов, прорывающих толщу архейских гнейсов.

Если учесть, что значительная часть гранитоидов имеет палингенный, а в случае микроклиновых гранитов явно метасоматический характер, то роль первично-осадочного материала в фундаменте описываемой территории окажется еще более значительной. Это обстоятельство позволяет подходить к восстановлению докембрийской геологической истории с позиций петрографии осадочных пород. Возможность и необходимость такого подхода к изучению метаморфических толщ с целью воссоздания палеогеографии докембрия была впервые обоснована Л. В. Пустоваловым (1952) в период подготовки совещания по осадочным породам. Конкретные пути и методы исследования уточнялись в дальнейшем на основе детальнейшей проработки тех явлений, которые протекают в период эпигенеза в различных осадочных породах. Следствием этой работы можно считать значительную ревизию представлений о причинах появления многих минеральных новообразований в древних метаморфических толщах. Исследованиями Л. В. Пустовалова (1956), Д. П. Сердюченко (1956) и других убедительно показано, что появление ряда минералов, ранее считавшихся типично магматическими, связано с мобилизацией и перекристаллизацией материала, находившегося в рассеянном состоянии в исходных осадочных породах. В последние годы появились работы, в которых сделаны попытки стратификации метаморфических толщ на основе их состава и фациальных сопоставлений с учетом изменений, наложенных метаморфизмом (Демидов, 1960; Сидоренко, Лунева, 1961). Такие реконструкции, как спра-

ведливо отмечают А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1961), следует начинать со сравнительно слабометаморфизованных пород типа протерозоя Кольского полуострова, в которых еще достаточно хорошо сохраняются многие черты изначальных осадочных образований. Несомненно, что в дальнейшем необходимо перейти и к более глубоко метаморфизованным толщам архея.

В данной статье рассматриваются некоторые особенности петрографии нижнепротерозойских образований, принимающих участие в строении фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и вскрываемых глубокими скважинами.

Площади, на которых обнаружены сравнительно слабометаморфизованные отложения нижнего протерозоя, показаны на схематической карте (рис. 1). Из-за мелкого масштаба на ней совместно показаны Орлиновская и Голубинская площади Волгоградского Поволжья, располагающиеся между Верховской и Абрамовской. В пределах Татарской АССР эти отложения имеют характер останцов, зажатых среди поля сплошного развития архейских пород и, по всей вероятности, сохранились от додевонского размыва в грабенообразных депрессиях, на что обращал внимание ранее В. П. Флоренский (1955). В Волгоградской области нижнепротерозойские отложения приурочены к ступенчато погружающемуся восточному склону Воронежской антеклизы и образуют ряд полос северо-западного, близкого к меридиональному простирания.

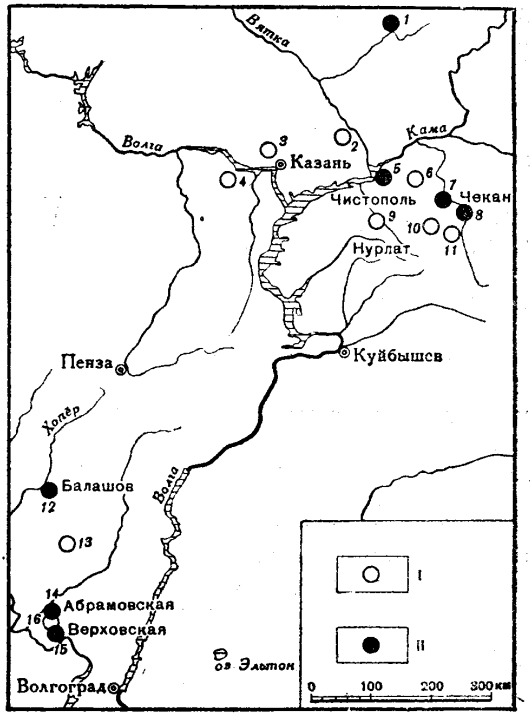


Рис. 1. Схематическая карта размещения скважин, вскрывших протерозойские породы в фундаменте Волго-Уральской нефтеносной области
I — площади, где обнаружены нижнепротерозойские породы.

1 — Уни, скв. 3; *2* — Кукмор, скв. 5; *3* — Янги-аул, скв. 2; *4* — Урмары, скв. 1; *5* — Граханы, скв. 6; *6* — Сарманорангазарская, скв. 61; *7* — Азнакаево скв. 11, 37, 38, 72; *8* — Чекан, скв. 1; *9* — Черемшан, скв. 14; 10 — Аргуновка, скв. 17; *11* — Туймаза, скв. 420; *12* — Балашов, скв. 1; *13* — Ивановская, скв. 7; *14* — Абрамовская, скв. 17, 20; *15* — Верховская, скв. 7, 30; *16* — Голубинская и Орлиновская, скв. 3, 6, 33.
II — площади, где отмечено значительное количество турмалина

Наиболее северная скважина Уни в Удмуртии располагается на восточном погружении северной части крупного поднятия фундамента Татарского свода (Наливкин и др., 1956), сложенного в основном архейскими породами и, возможно, относится уже к восточной полосе более широкого развития протерозойских отложений, погруженной на значительную глубину и пока не вскрытой. Помимо работ В. П. Флоренского (1953, 1955), В. П. Флоренского, В. С. Князева и автора настоящей статьи (1958), краткие описания протерозойских пород по некоторым скважинам Верховской и Абрамовской площадей имеются в статье М. М. Веселовской и П. А. Карпова (1958), по скважине

Балашова — М. Г. Кондратьевой и И. И. Енгуразова (1961), скв. № 1 Чекана — К. Р. Тимергазина (1951). Наконец, упоминание о протерозойских породах, вскрытых несколькими из нанесенных на рис. 1 скважин, с указанием их предположительного возраста можно найти в объяснительной записке к геологической карте фундамента Русской платформы, составленной Л. А. Варданянцем (1960). Скважина Уни и ряд скважин на Орлиновской, Голубинской и Ивановской площадях Волгоградского Поволжья пробурены лишь в 1960 и 1961 гг. и данные по изучению полученного из них керна публикуются впервые.

По минеральному составу, структуре и текстуре среди нижнепротерозойских отложений можно выделить следующие разности.

1. Микрогнейсы несколько варьирующего состава: а) биотитово-гранатовые (скв. 5 Кукморской площади, 1 Чекана, 14 Черемшана, единичные скважины Туймазов); б) биотитово-турмалиновые (скв. 6 Граханской и отдельные прослои в гнейсах скв. 1 Чекана; в) биотитово-амфиболовые (скв. 7 Ивановской площади).

2. Амфиболовые роговики (скв. 61 Сарманорангазарской площади).

3. Сланцы и кварцито-сланцы: а) двуслюдистые с силлиманитом (Азнакаево и Аргуновка); б) биотитовые; в) биотитово-серицитовые; г) биотитово-турмалиновые; д) амфиболовые; е) цоизитовые. Последние пять разновидностей (б — е) встречаются обычно в переслаивании друг с другом на площадях Волгоградского Поволжья и в Уни.

4. Железистые кварциты (скв. 2 Янги-аула).

Детальные петрографические исследования этих пород показали, что они часто значительно обогащены турмалином. Соответствующие районы показаны специальным значком на карте.

Кристаллы новообразованного турмалина иногда настолько обильны, что он приобретает характер породообразующего минерала. Эта особенность описываемых протерозойских пород привлекла к себе внимание потому, что в архейских гнейсах и гранитоидах Волго-Уральской области турмалин очень редок даже среди акцессорных минералов и встречен в единичных случаях. Размеры, облик кристаллов и окраска этого минерала несколько варьируют в породах из разных скважин. Из 22 скважин, где нами выделены нижнепротерозойские отложения, в девяти случаях турмалин наблюдается в большом количестве, еще в двух — имеет характер единичных, но постоянно встречающихся зерен.

Наиболее часто турмалин присутствует в породах типа слюдистых, или слюдисто-амфиболовых сланцев, отмечен также в микрогнейсах биотитовых и биотитово-гранатовых.

Турмалинсодержащие породы несколько различны по степени метаморфической перекристаллизации. Наименее измененные разности вскрыты скв. 33 Голубинской площади Волгоградского Поволжья и скв. 1 Балашова.

В биотитовых сланцах Голубинской площади сохранилась бластоалевритовая структура. Между изометричными зернами кварца и редких плагиоклазов иногда наблюдается серицитовый цемент. Вместе с тем около 30% породы составляют мелкие (0,05—0,2 *мм*) листочки биотита, иногда хлоритизированного и ожелезненного, ориентированные субпараллельно. Меньшую роль играет мусковит.

Турмалин в этих сланцах присутствует в виде единичных коротко-призматических зерен, длиною до 0,2 *мм* с плохо выраженными конечными гранями. Иногда наблюдаются округлые или неправильные по форме явно обломочные зерна, чаще же это новообразования. Обычно окраска полихромная, что связано с изменением химического состава минерала (Агафонова, 1947). Внутренние участки кристаллов темные,

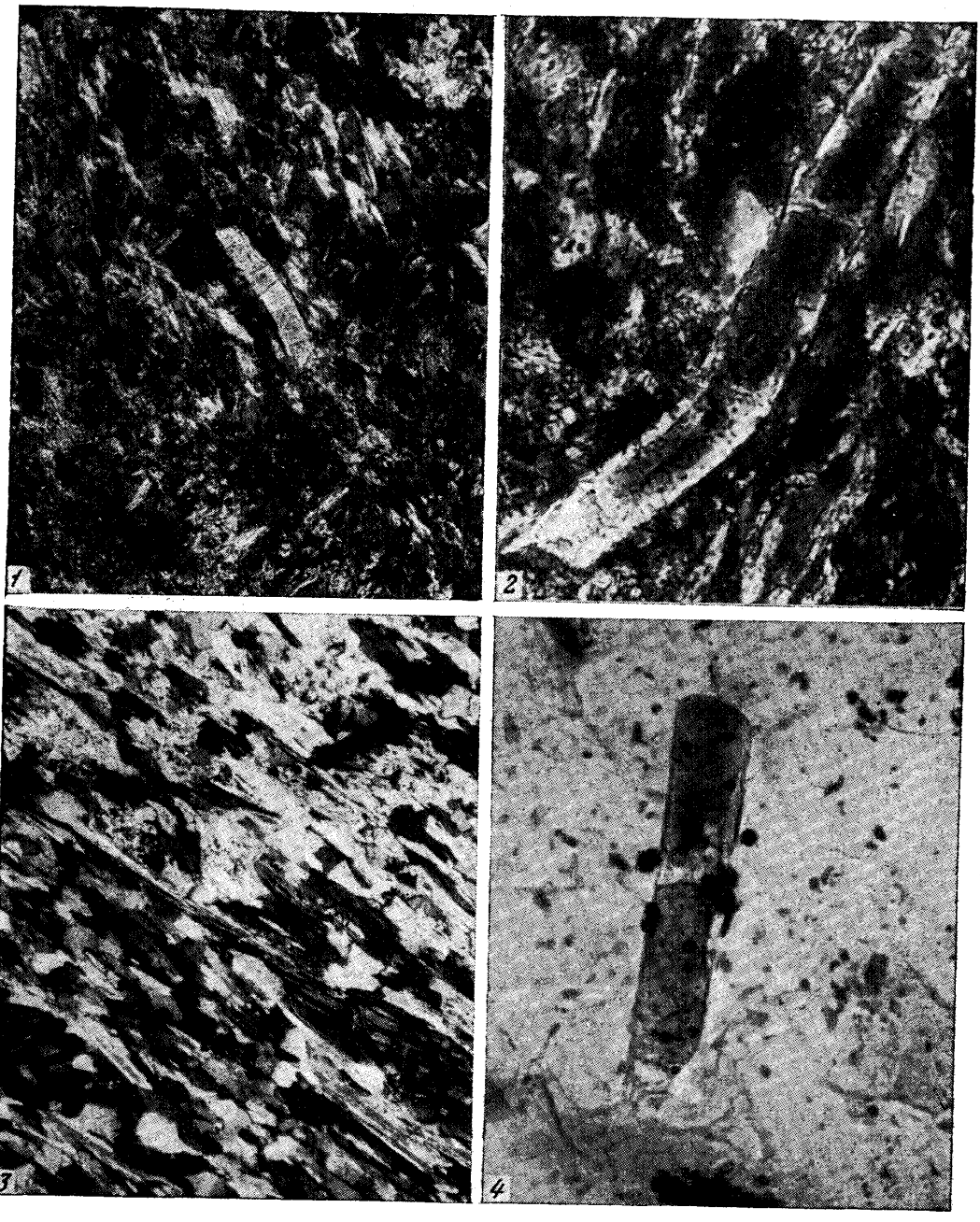
синевато-зеленые, внешние — желтоватые. Плеохроизм сильный, от бесцветного по *Ne* до желтого по *No*. Зерна турмалина приурочены к отдельным микропрослоям в сланце. Вместе с ними отмечены явно регенерированные кристаллы апатита с хорошо заметным внутренним мутноватым округлым ядром, а также обломочный округленный, совершенно не регенерированный циркон, величиною 0,02—0,04 *мм*.

В весьма тонкозернистых филлитоподобных биотитовых сланцах Балашова, в которых длина тонких листочков биотита и величина зерен кварца измеряются сотыми долями миллиметра, также встречены близкие к голубинским по окраске синевато-зеленые внутри и более светлые с периферии кристаллы турмалина. Турмалин чаще всего располагается вдоль сланцеватости и имеет призматическую или боченковидную форму; последнее не совсем обычно для этого минерала. Иногда зерна секут сланцеватость и тогда для них характерен короткостолбчатый габитус. Наибольший интерес представляют оригинальные изогнутые кристаллы, с одного края параллельные сланцеватости и затем, плавно изгибаясь, секущие ее. В имеющихся шлифах отмечались изогнутые гемиморфные зерна длиной 0,2—0,3 *мм* и шириной 0,02—0,03 *мм* (табл. I, *1*, *2*). С одного края они заканчиваются обычно хорошо выраженными гранями призмы, а с другого — тесно срастаются с пластинками биотита. Внутри зерен видны мельчайшие темные включения; угасание неравномерное, плавно перебегающее по изогнутой призме. По-видимому, в данном случае форма кристаллов связана с постепенным изменением ориентированного давления в процессе роста кристаллов турмалина. Следует отметить, что, благодаря очень тонкой микролепидобластовой структуре сланца, иногда даже под микроскопом видна плойчатость. Часто наблюдаются следы катаклаза, иногда кристаллы турмалина раскалываются по тонким трещинам и отдельные участки зерен сдвигаются относительно друг друга. Но это уже явление более позднего порядка, захватывавшее сформированную породу.

Кварцито-сланцы Верховской и Абрамовской площадей, подробнее описанные ранее (Флоренский и др., 1958), несколько более крупнозернисты, размер зерен кварца и плагиоклазов (последние составляют в отдельных зонах до 10—15% породы) измеряется обычно 0,05—0,2 *мм*. Пластинки биотита часто крупные, достигают 0,7—1,0 *мм* и иногда играют роль порфиробластов. Реликтов первичной обломочной структуры не сохранилось — зерна кварца и полевых шпатов тесно спаяны друг с другом; в участках, обогащенных кварцем, структура роговиковая или мозаичная (табл. I, *3*). Породы отчетливо дислоцированы, сланцеватость идет под углом 40—50° к длинной оси керна.

Первичное осадочное происхождение сланцев сказывается в приуроченности тех или иных минералов к определенным зонам породы. В скв. 20 Абрамовской и скв. 7 Верховской площади в отдельных прослоях среди биотита появляются новообразования светло-зеленой роговой обманки типа актинолита. Ее спутниками являются цоизит и сфен. Иногда эти минералы становятся преобладающими, и сланец переходит в амфиболовый или цоизитовый. Полевые шпаты в таких участках представлены андезином. С ними ассоциируются зерна крупнокристаллического кальцита. Структура породы варьирует от лепидобластовой в биотитовых участках до нематобластовой или лепидогранобластовой в амфиболовых. Такие изменения состава сланцев, происходящие иногда на расстоянии в несколько десятков сантиметров и наиболее хорошо изученные по скв. 7 Верховской площади, которая прошла по фундаменту около 40 *м* (Флоренский и др., 1958), являются несомненно следствием колебаний в составе изначальных осадочных пород.

Таблица I



1 — тонкозернистые биотитовые сланцы с изогнутыми кристаллами турмалина. Балашов, скв. 1. Увел. 150, николи +; *2* — один из изогнутых кристаллов турмалина. Балашов, скв. 1. Увел. 400, николи +; *3* — слюдистый сланец микрогранолепидобластовой структуры со слюдистыми и кварцевыми микропрослоями. Верховская, скважина 7. Увел. 80, николи +; *4* — новообразованный кристалл турмалина в слюдистом сланце. В правой части снимка видно, что он срастается с пластинкой биотита. Верховская, скв. 7. Увел. 120

Турмалин всегда приурочен к биотитовым разностям сланцев, иногда слагая до 10—15% отдельных микрослоев. В скв. 20 он образует тонкие, игольчатые кристаллы, иногда достигающие в длину 0,6—1,0 *мм* при ширине 0,02—0,03 *мм*, чаще мельче. Минерал светлоокрашен и имеет плеохроизм от почти бесцветного по *Ne* до светлого голубовато-зеленого по *No*. В большинстве случаев кристаллы хорошо образованы, окраска однородная по всему зерну. В других скважинах этих площадей в близких по типу биотитовых сланцах встречены более коротко-призматические кристаллы с соотношением длины и ширины 3 : 1 и 4 : 1. Они имеют зеленовато-желтую окраску, часто с более синеватыми внутренними зонами. На поперечных разрезах такие зоны четко отграничиваются от внешних частей, и тогда видно, что это реликтовые округленные зерна, заимствованные из алевритовой осадочной породы и впоследствии регенерированные. Большая часть зерен, полностью однородных по окраске, хорошо огранена и, видимо, целиком относится к новообразованиям. Во многих случаях можно видеть, как кристаллы турмалина срастаются с биотитом, причем линия контакта неровная, в краевой части зерен видны иголочки биотита (табл. I, *4*). На ассоциацию турмалина с биотитом в кристаллических сланцах обращали внимание многие исследователи. Д. П. Сердюченко (1956), описывая турмалинсодержащие сланцы Южного Тимана, отмечал приуроченность этого минерала «к слюдисто-сланцевым, в меньшей степени к слюдисто-кварцевым (тонкопереслаивающимся между собою) слойкам». В. И. Вернадский и С. М. Курбатов (1937) считали возможным образование турмалина в результате регионального метаморфизма из слюд. Аналогичные взгляды высказывались и другими авторами. Таким образом, отмеченная ассоциация не является случайной.

В пределах Азнакаевской и Аргуновской площадей развиты слюдистые сланцы несколько иного характера. Наиболее близки к описанным выше породам сланцы, вскрытые скв. 38 Азнакаево, содержащие к тому же постоянную примесь турмалина. В нижней части разреза этой скважины и в других скважинах данной провинции нижнепротерозойских пород сланцы, видимо, несут влияние контактного метаморфизма так как породы становятся сравнительно крупнозернистыми (пластинки слюд достигают 2—3 *мм*), резко уменьшается количество зерен кварца и полевых шпатов, а в слюдах появляются многочисленные иглы силлиманита, обычно измененного и замещенного каолинитом.

В скв. 38 в девонских песчаниках, залегающих на фундаменте, видны переотложенные зерна зеленоватого турмалина, вполне идентичные тем, которые заключены в подстилающих метаморфических породах, но уже не призматические, а либо округленные, либо имеющие вид совершенно неправильных угловатых обломков. Для турмалинов Азнакаево характерен короткостолбчатый габитус, плеохроизм от бесцветного до серовато-зеленого и наличие плеохроичных ореолов возле включений циркона.

Наконец, турмалинсодержащие сланцы вскрываются скважиной Уни, самой северной из описываемых в данной работе. Скважина встретила фундамент на глубине около 2000 *м* и прошла по толще сланцев на протяжении 43 *м*, что позволяет их характеризовать довольно полно.

Внешне — это серые или темно-серые породы с серебристым блеском на поверхностях раскола, с отчетливой тонкосланцеватой текстурой. Плоскость сланцеватости совпадает, а в некоторых образцах почти совпадает с длинной стороной керна. Сланцы пиритизированы.

Как и обычно, минеральный состав сланцев и их структура несколько меняются по разрезу. Преобладают кварцево-слюдистые, в основном

кварцево-биотитовые разности с микролепидобластовой структурой, состоящие из 60—70% слюд и 30—40% кварца с очень небольшим количеством полевых шпатов; размеры зерен этих минералов — 0,04—0,2 *мм*. В средней части разреза значительно повышается содержание турмалина (до 15—20%), и порода переходит в кварцево-турмалиново-слюдистый сланец; наконец, в нижней части появляются прослои биотитово-амфиболового сланца, состоящего из кварца, биотита, обыкновенной роговой обманки ($c : Ng = 21—22°$, $Ng - Np = 0{,}018—0{,}020$, $2V$ около —75, плеохроизм в желтовато-зеленых тонах) и плагиоклаза типа андезина. Существенным отличием от ранее описанных разностей сланцев является присутствие в амфиболовых зонах новообразованных зерен граната типа альмандина, имеющих скелетную форму с четко выраженными кристаллографическими очертаниями (табл. II, *1*). Кроме того, сланцы Уни местами обнаруживают под микроскопом мелкоузловатую текстуру. Однородная тонкозернистая ткань породы нарушается наличием скоплений более крупнозернистого характера (2—3 *мм*), состоящих из кварца, пластинок мусковита и сростков мелких таблитчатых кристаллов андалузита, переполненного дисперсными непрозрачными включениями (хиастолит). Возле таких «узелков» в биотите наблюдаются волокнистые выделения фибролита (силлиманита) (табл. II, *2*). Все это с несомненностью указывает на то, что сланцы Уни подверглись влиянию контактного метаморфизма. Они сильно пиритизированы, причем трещинки, выполненные пиритом, секут узелки, что говорит о наложенном характере процесса.

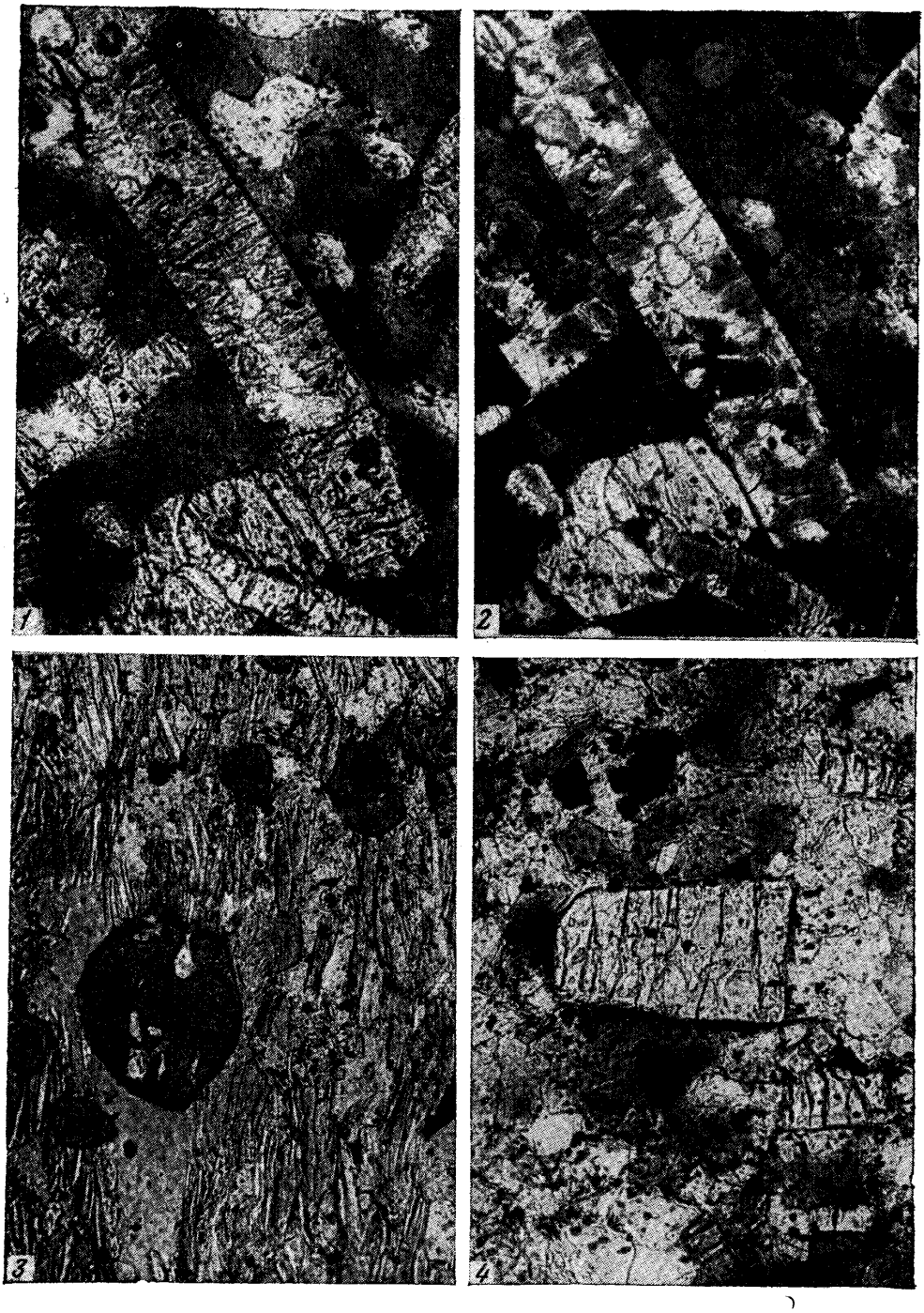
Турмалин в этих породах представлен зернами двух типов. С одной стороны, это мелкие призмочки, рассеянные в кварцево-биотитовых прослоях (0,02×0,4 *мм*), с хорошо образованными конечными гранями, часто с зональной окраской — в центре кристалла вдоль длинной оси проходит тонкая зона голубоватой окраски, периферия — желтоватая. Часто вдоль более темной зоны тянется цепочка мельчайших включений. Другие кристаллы более крупные — до 0,3×1,0 *мм*, или 0,5×1,0 *мм* с изрезанными краями и базисными концами, с массой включений кварца во внутренних и периферических частях (табл. III, *1*, *2*, *3*). Располагаются они в породе беспорядочно, часто срастаются, или пересекают друг друга. Окраска их ровная, желтая по *No* без всякого обособления каких-либо внутренних зон. Очень характерны волнистые трещинки поперечной отдельности (табл. III, *4*). Эта разница в морфологии кристаллов, по-видимому, тесно связана с историей вмещающих пород. Мелкие кристаллы турмалина могли образоваться в процессе регионального метаморфизма алеврито-глинистых и мергелистых осадков, перешедших в сланцы. Их зональность, связанная с неоднородностью химического состава, обусловлена медленностью роста в условиях несколько меняющейся среды. Крупные же кристаллы относятся к числу новообразований, быстрый рост которых начался в условиях контактного метаморфизма, когда усилилась переработка породы и шла интенсивная мобилизация бора, находившегося до того в рассеянном состоянии. Как считают многие авторы, здесь нет необходимости в приносе бора извне (Сердюченко, 1956), тем более, что мелкие ранние кристаллики турмалина уже свидетельствуют о бороносности исходных осадочных пород. Более ровная окраска крупных турмалинов, как нам кажется, находит объяснение в быстроте их роста.

Отметим попутно, что для некоторых бороносных сланцев проводились химические анализы (см. таблицу) и определение бора. В большинстве случаев содержание бора несколько выше, чем среднее в осадочных породах (для морских глин среднее равно 5×10^{-2} (Справочник

Таблица II

1 — идиоморфное зерно граната в биотитово-амфиболовых сланцах. Уни, скв. 3. Увел. 150; *2* — выделения фибролита и андалузита в мелкоузловатых сланцах. *Ф* — фибролит, *А* — андалузит. Уни, скв. 3. Увел. 80, николи +

Таблица III



1 — кристаллы турмалина с включениями кварца. Уни, скв. 3. Увел. 150; *2* — то же, николи +; *3* — поперечные сечения кристаллов турмалина в биотитовом сланце. Видны включения кварца. Уни. Увел. 150, *4* — поперечная отдельность в турмалине. Уни. Увел. 150

для геологов, 1961), а в некоторых образцах поднимается до десятых долей процента.

Борсодержащие микрогнейсы обнаружены в скв. 1 Чекана и в скв. 6 Граханской площади. Первые из них были описаны ранее (Тимергазин, 1951; Флоренский, Лапинская, 1953). Поэтому отметим лишь, что турмалин здесь присутствует в качестве второстепенного, но довольно постоянного минерала в биотитово-гранатовых микрогнейсах. Его голубовато-зеленые светлоокрашенные кристаллы часто ассоциируются с гранатом, являясь более ранними, так как скелетные, «лапчатые» зерна граната обычно включают в себя мелкие столбики турмалина.

Биотитово-турмалиновые микрогнейсы Граханской площади значительно изменены процессами поверхностного выветривания, благодаря чему часть биотита замещена хлоритом, а плагиоклазов — кальцитом. Последнее сказалось на химическом анализе в высоком содержании окиси кальция (таблица). Порода очень мелкозерниста — размеры зерен кварца, полевых шпатов, биотита — 0,02—0,05 *мм*. Структура — микрогранолепидобластовая, текстура сланцеватая. Турмалин, как и в выше описанных породах, встречается лишь в определенных микрозонах в виде короткопризматических кристаллов, расположенных под различными углами к направлению сланцеватости гнейса, чаще всего вдоль нее. Его зерна имеют более яркую окраску, чем в описанных выше случаях, изменяющуюся от светло-розовой по *Ne* до темной зеленовато-синей, почти черной по *No*. Если в других породах, судя по светлой желтоватой и голубоватой окраске, турмалин приближался к дравиту, то в данном случае в пределах того же изоморфного ряда дравит — шерл, он ближе к сильно железистому шерлу. В кристаллах хорошо видна поперечная отдельность, в краевых частях коротких неправильных поперечных кристаллов (до 0,05 *мм*) наблюдаются многочисленные включения кварца и биотита, что говорит о позднем завершении роста кристаллов.

Подытоживая приведенные выше данные, отметим, что изучение различных типов борсодержащих сланцев и микрогнейсов фундамента Волго-Уральской области, указывает на первично-осадочное происхождение, как самих вмещающих пород, так и заключенного в них турмалина. Об этом говорят особенности их текстуры, структуры, минералогического и химического состава, быстрая смена прослоев одного состава существенно иными, четкая приуроченность отдельных минералов к тонким микропрослоям пород, выдержанность определенных парагенетических ассоциаций минералов даже в слойках, мощностью несколько сантиметров. Последнее наиболее четко проявляется в тех случаях, когда кварцево-биотитовые сланцы чередуются с амфиболовыми, и в слоях с роговой обманкой проявляются титанит, цоизит, иногда эпидот и плагиоклазы среднего состава. Все эти явления связаны с тем, что метаморфическая переработка осадочных пород, проходившая, видимо, в условиях амфиболитовой фации, здесь еще не привела к полному перераспределению материала. Последнему способствует отсутствие в исследованных породах сколько-нибудь заметных явлений метасоматической микроклинизации, широко затрагивающей архейские гнейсы фундамента[1]. Кварцево-микроклиновые прожилки наблюдались только в слюдистых сланцах Азнакаева и Аргуновки в тех скважинах, где турмалина или не было обнаружено или встречались единичные зерна. В этой связи интересно замечание А. П. Егорова (1961) о том, что

[1] Довольно высокое содержание K_2O в сланце Абрамовской площади (анализ 2 в таблице) связано с тем, что в этой породе в качестве первичного минерала присутствует микроклин.

гранитизация гнейсов приводит к выносу бора. Малое количество керна не дает возможности осветить этот вопрос более детально. Источником бора в описанных породах мог служить осадочный глинистый материал, в котором, как известно, накопляются значительные количества этого элемента (Виноградов, 1957; Справочник для геологов, 1961). Кроме того, бор мог частично освобождаться при перекристаллизации реликтовых кластогенных полевых шпатов и слюд, которые являются концентраторами этого элемента в магматических породах (Барсуков, 1960; Егоров, 1961). Часть зерен турмалина является регенерированными обломочными. Регенерация турмалина и даже его новообразования неоднократно отмечались в нормально осадочных неметаморфизованных породах (Пустовалов, 1952).

Большой интерес представляет тот факт, что, судя по имеющимся в настоящее время данным, турмалинсодержащие породы в фундаменте Волго-Уральской области в своей главной массе приурочены только к протерозою. В архейских гнейсах этот минерал отмечался буквально в двух-трех случаях и только в виде единичных кристаллов, причем нами изучались не только шлифы, но и выделенные из протолочек тяжелые фракции. Аналогичное явление известно по работам А. И. Педашенко (1959) и М. М. Веселовской (1958) для центральных районов Русской платформы. Судя по опубликованным описаниям докембрия Русской платформы, очень редок турмалин также в парагнейсах архея Украинского кристаллического массива и Балтийского щита (Варданянц, 1960; Лучицкий, 1934, 1939). Так, В. И. Лучицкий (1934) отмечает турмалин в качестве второстепенного минерала в рапакиви Радомысльского, Каневского и других массивов, относящихся по возрасту к верхнему протерозою. Также редок он в гранитах более древних, а в таких породах, как гнейсы, чарнокиты и гранулиты не упоминается совсем.

Зато в протерозойских сланцах этот минерал становится настолько обильным, что отмечается даже при самой беглой петрографической характеристике пород. Особенно много турмалина в породах саксаганской серии, где он описан Н. И. Свитальским и др. (1932), В. И. Лучицким (1939), Д. П. Сердюченко (1956), Ю. И. Половинкиной (1948), Л. А. Варданянцем (1960) и многими другими исследователями. Большинство авторов считает его аутигенным минералом осадочно-метаморфизованных пород. Преобладающей формой выделения турмалина являются тонкоигольчатые кристаллы, сходные с теми, что были описаны в сланцах Волгоградского Поволжья. Ю. Ю. Юрк и др. (1960) выделяют в породах криворожской толщи две разности турмалина — осадочно-метаморфического генезиса, в основном дравит, и пегматитово-пневматолитового, связанного с интрузиями гранитоидов различного возраста, в основном шерл. По данным А. И. Летавина и Л. М. Савельевой (устное сообщение), турмалинсодержащие сланцы встречены в нижнем протерозое вскрытой скважинами части Азовского выступа Украинского кристаллического массива.

В меньшем количестве, но очень часто присутствует турмалин в протерозойских свитах Карелии и Кольского полуострова. Этот минерал упоминается как аутигенный А. В. Сидоренко и О. И. Луневой в сравнительно слабометаморфизованных кварцитах и кварцито-сланцах свиты Имандра — Варзуга (1961). Д. П. Сердюченко (1956) детально описаны турмалиновые сланцы в протерозое Тимана. Не продолжая далее обзора имеющихся по этому вопросу работ, отметим лишь, что приведенный материал указывает на весьма различную роль борсодержащих пород в архее и протерозое Русской платформы. Эпоха накопления про-

терозойских осадков является в то же время своеобразной эпохой боронакопления в докембрии Русской платформы. Этим данная территория существенно отличается от Алданского щита и других районов развития докембрийских отложений в Сибири, где турмалинсодержащие гнейсы и сланцы играют большую роль в составе архейских пород (Егоров, 1961; Коржинский, 1936; Сердюченко, 1956).

Установление подобной стратиграфической приуроченности турмалина к протерозойским отложениям Русской платформы, требующее естественно дальнейшей детализации и уточнения, имеет большое значение в деле стратификации метаморфических пород фундамента, особенно в тех случаях, когда они изучаются по разрозненным скважинам и их отнесение к архею или протерозою только по степени метаморфизации пород является спорным. Как известно, определение абсолютного возраста, возможное для кернов в основном лишь калий-аргоновым методом, часто дает меняющийся результат, что тесно связано с различной степенью гранитизации метаморфических образований.

Очень важна также турмалиноносность протерозоя при решении вопроса об источниках сноса для покрывающих фундамент додевонских и девонских отложений. В имеющихся работах часто обращается внимание на резко различную роль турмалина в разных стратиграфических горизонтах бавлинской свиты (Дистанов, 1955; Ожиганова, 1960). Соотношение некоторых тяжелых минералов, в частности граната и тур-

Таблица

Химический состав турмалиносодержащих нижнепротерозойских пород из фундамента Волго-Уральской области

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	67,70	56,83	53,80	64,50	63,32	65,33
TiO_2	0,40	0,57	0,93	0,75	0,44	0,35
Al_2O_3	16,71	19,80	27,23	16,40	16,63	18,08
Fe_2O_3	0,54	Нет	1,56	0,45	Нет	1,07
FeO	3,60	5,90	3,75	4,89	2,50	2,64
MnO	0,03	0,02	Нет	0,07	0,09	Нет
MgO	2,70	3,23	3,89	2,03	0,20	2,82
CaO	4,07	4,94	1,80	1,66	9,16	4,63
Na_2O	2,83	2,45	2,67	4,03	2,11	2,78
K_2O	1,47	5,22	2,48	3,23	1,32	2,08
P_2O_5	0,11	0,13	0,32	0,22	0,13	0,12
SO_3	Нет	Следы	Нет	Нет	Нет	Нет
S	Нет	0,12	Нет	0,51	Нет	Нет
Cl	Следы	—	Следы	0,05	Следы	0,10
H_2O, CO_2, П. п. п.	0,58	0,50	1,54	0,25	3,80	0,60
Сумма	100,74	99,71	99,97	99,04	99,70	100,80

1 — обр. 7 — 3 слюдистый сланец. Верховская, скв. 7 (30)
2 — обр. 20 — 1 биотитово-актинолитовый сланец с турмалином. Абрамовская, скв. 20.
3 — обр. 1 — 1 тонкозернистый филлитовый сланец. Балашов, скв. 1.
4 — обр. 3 — 4 кварцево-слюдистый сланец с турмалином. Уни, скв. 3.
5 — обр. 6 — 1 турмалиново-биотитовый микрогнейс, Граханская скв. 6.
6 — обр. 1 — 4 мелкозернистый биотитово-гранатовый гнейс с турмалином. Чекан, скв. 1.
Анализы 1, 2, 3, 5, 6 = аналитик Б. В. Бальшина, 4 — аналитик Е. В. Кузнецова

малина, используется как корреляционный признак при сопоставлении разрезов додевонских толщ.

С другой стороны, изучение распространенности турмалина в додевонских отложениях может явиться указанием на области развития нижнепротерозойских пород, впоследствии размытых в течение длительной додевонской эрозии и сохранившихся в настоящее время в приподнятых участках фундамента восточной части Русской платформы лишь в виде небольших останцов. Такие реконструкции имеют большое значение не только для воссоздания геологической истории этой важнейшей в промышленном отношении области, но и для уяснения процесса формирования развитых в ее пределах крупных тектонических структур.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонова Т. Н. Химический состав и окраска турмалинов Борщовочного кряжа.— Докл. АН СССР, 1947, **55**, № 9.

Барсуков В. Л. Геохимия гипогенного бора. В сб.: «Геохимические циклы». Госгеолиздат, 1960.

Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1 : 5 000 000. Госгеолиздат, 1960.

Веселовская М. М. и Карпов П. А. Протерозойские породы восточного склона Воронежского массива.— Докл. АН СССР, 1958, **121**, № 5.

Веселовская М. М., Утехин Д. Н., Суханова С. М. Протерозойские образования на Русской платформе по данным глубокого бурения.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1959, вып. 13.

Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. М.— Л., ОНТИ, 1937.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.

Демидов Н. Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов северной Карелии и их геологическое соотношение.— Труды Карельского филиала АН СССР, 1960, вып. 26.

Дистанов У. Г. и Солонцов Л. Ф. К минералого-петрографической характеристике додевонских отложений востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1955, **105**, № 1.

Егоров А. П. Данные о содержании бора в некоторых породах и их гранитизированных разностях в районе Таежного железорудного месторождения в Южной Якутии.— Геохимия, 1961, № 9.

Кондратьева М. Г. и Енгуразов И. И. Девонские отложения Саратовского Поволжья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 2.

Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты.— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 86.

Лапинская Т. А. Главнейшие типы пород кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области и их распространенность.— Труды МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.

Лучицкий В. И. Петрография Украины, ч. 1. Изд-во АН СССР. 1934.

Лучицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 1. Докембрий СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Наливкин В. Д., Розанов Л. Н., Егоров С. П. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника.— Труды ВНИГРИ, вып. 100, Гостоптехиздат, 1956.

Ожиганова Л. Д. Петрографо-минералогические исследования древних отложений. В сб.: «Древние отложения Западной Башкирии». Изд-во АН СССР, 1960.

Педашенко А. И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. Гостоптехиздат, 1959.

Половинкина Ю. И., Аникеева Н. Ф. и Комарова Л. Е. Структуры горных пород. Т. 3. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.

Пустовалов Л. В. О путях подхода к изучению и о главнейших задачах исследования осадочных пород и полезных ископаемых. В кн.: «Совещание по осадочным породам». Изд-во АН СССР, 1952.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды Геол. ин-та, 1956, вып. 5.

Свитальский Н. И. и др. Железорудные месторождения Кривого Рога.— Труды Всес. геол. объед., 1932, вып. 153.

Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. В сб.: «О вторичном изменении осадочных пород».— Труды ГИН АН СССР, 1956 вып. 5.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Справочник для геологов. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 69, Бор. Госгеолтехиздат, 1961.

Тимергазин К. Р. О метаморфических породах фундамента платформы, вскрытых Чеканской скважиной № 1.— Башкирская нефть, 1951, № 3.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Некоторые вопросы петрографии докембрия Русской платформы на примере его изучения в западной части Башкирской АССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, **28** (**6**).

Флоренский В. П. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1955, **105**, № 5.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Стратиграфические соотношения основных серий докембрийских пород Волго-Уральской нефтеносной области.— Нефт. хоз-во, 1956, № 5.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. К петрографии кристаллического фундамента Сталинградского Поволжья.— Труды Моск. нефт. ин-та им. акад. Губкина, 1958, вып. 22.

Юрк Ю. Ю., Рябоконь С. М., Широков Е. Ф. Турмалины Украинского кристаллического щита.— Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия петрогр., мин. и геохимии, 1960, вып. 6.

С. Г. Саркисян, Н. С. Лагутенкова

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОСРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

К досреднедевонским отложениям на территории Волго-Уральской области относят мощную толщу «немых» осадочных пород, залегающих между фаунистически охарактеризованными осадками девона и породами кристаллического фундамента.

Согласно схеме, принятой на Всесоюзном совещании по унификации стратиграфических схем палеозойских и более древних отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции в 1960 г., досреднедевонские отложения расчленяются на две серии: нижнебавлинскую и верхнебавлинскую. Нижнебавлинская (красноцветная) серия сложена ритмичным чередованием терригенных (алеврито-песчаных) и карбонатных или терригенно-карбонатных отложений. Верхнебавлинская (зеленовато-сероцветная) серия представлена исключительно терригенными породами — алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

Из-за отсутствия фауны, флоры и частой повторяемости сходных литологических пачек, указанные отложения представляют большую трудность для расчленения и сопоставления отдельных разрезов. Нами сделана попытка расчленить и сопоставить отдельные разрезы досреднедевонских отложений Пермской области, по данным петрографо-минералогических исследований. Материалом для этого послужили керны глубоких скважин, пробуренных у сел. Бородулино, на Гожанской, Танышской, Куединской, Таушской, Москудьинской и Шумовской площадях.

В изученных разрезах в составе нижнебавлинской серии выделены: терригенно-доломитовая (верхнекалтасинская) и песчаниковая (нижнесерафимовская) подсвиты, а в составе верхнебавлинской серии верхнекаировская подсвита, в соответствии со схемой К. Р. Тимергазина, разработанной для бавлинских отложений Западной Башкирии (Тимергазин, 1957).

НИЖНЕБАВЛИНСКАЯ СЕРИЯ

Терригенно-доломитовая подсвита. Отложения терригенно-доломитовой подсвиты вскрыты единичными скважинами на Гожанской, Москудьинской, Краснокамской и Северокамской площадях. Полностью терригенно-доломитовая подсвита пройдена Северокамской скв. 12, где мощность ее равна 22 *м*. Здесь она залегает непосредственно на гнейсах фундамента и по данным Е. Н. Ларионовой (1949) и Н. Н. Соколовой (1952), представлена серыми и красновато-коричневыми сильно песчанистыми доломитами с большим количеством галек и

угловатых обломков кварца и полевого шпата. В основании наблюдаются конгломерато-брекчия из галек и угловатых обломков гнейса, тонкозернистого и пелитоморфного доломита и аркозового песчаника.

На остальных площадях наибольшая вскрытая мощность терригенно-доломитовой подсвиты наблюдается в скв. 23 Гожанской площади (225 *м*) и скв. 8-В Краснокамской площади (156 *м*); в других разрезах вскрытая мощность подсвиты не превышает 10—20 *м*.

Сложена она доломитами красновато-коричневыми и розовыми, реже серыми, с прослоями и линзочками аргиллита, и алевролитами зеленовато-серыми и пестроокрашенными в красновато-коричневый, розовый и зеленый цвета. В подчиненном количестве встречаются темно-коричневые и красновато-коричневые, реже зеленые аргиллиты. Слоистость пород волнистая и пологоволнистая, часто нарушенная. Наблюдаются вертикальные трещинки, выполненные карбонатами, кварцем, гидроокислами железа. В скважинах 8-В (Краснокамск) и 23 (Гожан) к этой части разреза приурочены залежи габбро-диабазов.

Доломиты представлены преимущественно пелитоморфными и микрозернистыми разностями, с пятнистой или слоистой текстурой, обусловленной неравномерным распределением глинисто-железистого и алевритового материала. Содержание последнего колеблется от 5 до 35%; представлен он кварцем, полевыми шпатами (микроклином, ортоклазом) и слюдой. Размер зерен 0,02—0,08 *мм*. Редко наблюдаются тонкозернистые разности доломита с зернами неправильной, иногда ромбоэдрической формы, размером 0,01—0,016 *мм*. В отдельных прослоях встречены сгустки пелитоморфного доломита овальной и сферической формы. Размеры их не превышают 0,1—0,12 *мм*.

Алевролиты мелкозернистые, с размером зерен 0,02—0,08 *мм* и крупнозернистые 0,06—0,1 *мм*, средне и хорошо отсортированы. По составу обломочного материала полевошпатово-кварцевые. Кварц присутствует в количестве от 55 до 80%, зерна его угловато-округлые содержат включения апатита, циркона и рудных минералов. Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом, реже плагиоклазами; в большинстве своем они свежие, реже слабо пелитизированные, кальцитизированные. Для алевролитов терригенно-доломитовой подсвиты характерна значительная регенерация обломочных зерен кварца, полевого шпата, а в отдельных случаях апатита и турмалина. Очень часто между обломочным зерном и новообразованной каемкой наблюдается пленочка гидроокислов железа. Помимо основных компонентов — кварца и полевого шпата, в породе присутствует небольшое количество мусковита и биотита. Последний часто изменен — обесцвечен, хлоритизирован. Цемент алевролитов доломитовый — базальный или кварцевый и полевошпатовый типа регенерации.

Аргиллиты сложены тонкочешуйчатыми, слабо поляризующими глинистыми минералами, ориентированными параллельно слоистости и неравномерно обогащенными гидроокислами железа.

В основной глинистой массе содержится от 5 до 15% мелкоалевритового материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, пластинками биотита и зеленой слюды. Отдельные прослои аргиллита в значительной степени доломитизированы; доломит присутствует или в виде мелких ромбоэдров (0,01—0,03 *мм*) или неправильной формы кристаллов.

Минералогический состав пород, изученный в алевролитах и нерастворимых остатках доломитов, показал, что в тяжелой фракции преобладающими минералами являются гидроокислы железа, составляющие от 44,45 до 65,08% фракции, непрозрачные титансодержащие

минералы и лейкоксен — от 6,60 до 31,71%. Повсеместно встречается группа устойчивых минералов, среди которых циркон содержится в количестве от 6,66 до 25,15%, турмалин от 4,44 до 17%. Магнетит и ильменит отмечены в единичных образцах, где они не превышают 4%. Для скв. 23 (Гожан) характерно присутствие слюд: мусковита (4,44—11,11%), биотита (11,12—2,74%), зеленой слюды (6,35—13,30%) и граната (единичные зерна — 2,77%).

Спорадически и в единичных зернах отмечены корунд, брукит, цоизит.

Из аутигенных минералов широко распространен барит, в отдельных образцах содержание его достигает 58,39% и в небольшом количестве пирит (1,80—5,15%) в виде октаэдрических кристаллов. В алевролитах присутствует апатит, составляющий иногда до 10% фракции.

Песчаниковая подсвита. Отложения этой подсвиты вскрыты бóльшим числом скважин, но полностью пройдены скв. 23 Гожанской площади, где мощность ее равна 161 *м*. Наибольшая вскрытая мощность подсвиты отмечается в скв. 1-Р (Бородулино) — 247 *м*.

Во всех изученных разрезах песчаниковая подсвита представлена мелкозернистыми, среднезернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами. Очень редко встречаются тонкие пропластки аргиллита. Породы плотные, с кварцитовидным сложением, неслоистые; окрашены в красновато-коричневые, розовато-красные, розовые, светло-серые и зеленовато-серые цвета. В отдельных участках отмечается крупная косая и горизонтальная слоистость. Наблюдаются вертикальные трещинки, выполненные кальцитом и доломитом. В скв. 1-Р (Бородулино) песчаники и алевролиты пересечены многочисленными трещинками (от долей миллиметра до 1,5—2,0 *мм* в диаметре), которые выполнены аморфным кремнеземом с примесью гидроокислов железа.

Среднезернистые песчаники характеризуются значительным содержанием алевритового материала, что обусловливает их худшую отсортированность. Размеры зерен колеблются от 0,06 до 0,4 *мм*. Обломочный материал округлый и угловато-округлый. В составе крупного обломочного материала (0,25—0,4 *мм*) присутствует почти исключительно кварц, алевритовая же фракция сложена кварцем и полевыми шпатами.

В мелкозернистых песчаниках преимущественными размерами зерен являются 0,1—0,14 *мм* или 0,12—0,25 *мм*.

В крупнозернистых алевролитах преобладают фракции 0,08—0,1 или 0,06—0,08 *мм*, в небольшом количестве присутствует песчаная фракция (0,1—0,12 *мм*).

Обломочный материал мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов сравнительно хорошо отсортирован и имеет сходный минералогический состав. Среди них выделяются полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и кварцевые разности. В первых — кварц составляет от 55 до 70%, полевые шпаты 30—45%. Кварцево-полевошпатовые породы содержат кварца от 38 до 49%, полевых шпатов — 51—60%.

В кварцевых песчаниках и алевролитах кварц составляет до 95%. Кварц встречается в виде округлых и угловато-округлых зерен, содержит редкие включения мелких кристаллов турмалина, рутила, слюд, рудных минералов апатита. Нередко обломочные зерна его окружены пленочкой гидроокислов железа и обрастают каемкой новообразованного кварца.

Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом и единичными зернами плагиоклазов, чаще свежими, реже слабо каолинизированными, хлоритизированными, серицитизированными. Форма зерен

угловато-округлая и неправильно призматическая. Отдельные зерна регенерированы.

И в песчаниках и в алевролитах повсеместно встречаются единичные обломки силицитов, слюдисто-кварцевых сланцев и эффузивных пород.

В некоторых разрезах (Бородулино, Гожан, Краснокамск) наблюдаются прослои, содержащие значительное количество сгустков пелитоморфного доломита, овальной формы, размером от 0,3 до 0,4 *мм*.

Состав цементирующего вещества неоднороден. Широко распространены: гидрослюдистый — пленочный (табл. I, II), хлоритовый — крустификационный и доломитовый — поровый типы цемента. Нередко песчаники и алевролиты сцементированы кремнисто-хлоритовым, карбонатно-хлоритовым и карбонатно-гидрослюдистым веществом. Причем гидрослюда и хлорит обычно занимают краевую часть пор, а ромбоэдры доломита и кварц выполняют внутреннюю часть их.

Прослоями цементация осуществляется за счет регенерации зерен кварца и полевого шпата (табл. II, *1*) и реже за счет свободного выполнения порового пространства кварцем (табл. II, *2*). В отдельных участках песчаников и алевролитов Таныпской площади поры выполнены окисленным битумом (табл. II, *3*).

Детальный минералогический анализ песчано-алевритовых пород показывает, что они характеризуются однородной и небогатой ассоциацией терригенных минералов и сравнительным разнообразием аутигенных минералов.

Содержание тяжелой фракции незначительное и колеблется от 0,02 до 0,29% и только в единичных образцах достигает 0,93%. Среди терригенных минералов тяжелой фракции повсеместно и в значительном количестве присутствует группа устойчивых минералов, из которых наиболее распространены турмалин и циркон.

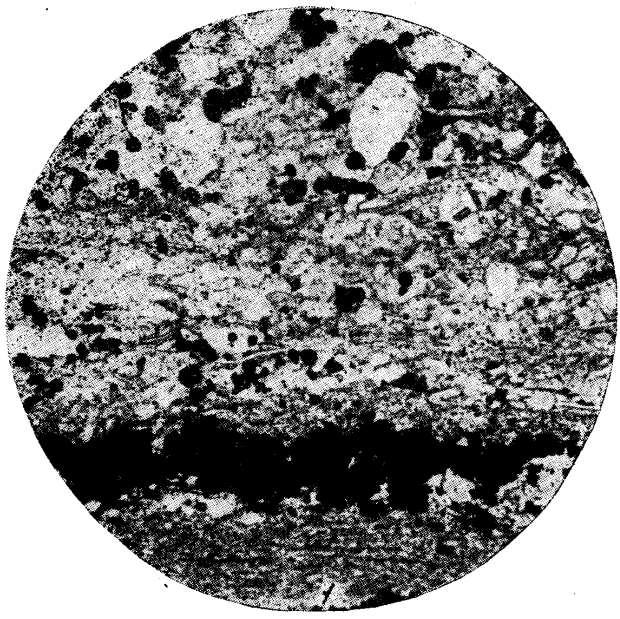
Турмалин составляет от 5,00 до 16% фракции, в единичных образцах снижаясь до 1,00%. Встречается он в подавляющем большинстве в виде хорошо окатанных и полуокатанных, реже призматических зерен зеленовато-бурого, коричневого и синего цвета. Отдельные зерна его имеют большое количество очень мелких прозрачных и непрозрачных включений. В разрезе скважины 1-Р Бородулино и 191-Краснокамск на зернах обломочного турмалина нарастает каемка аутигенного турмалина. Для новообразованной каемки характерна бледно-зеленая окраска, независимо от цвета обломочной части зерна.

Циркон присутствует в количестве от 11,00 до 53,57%, редко снижаясь до 3,47%. Наблюдается он в виде полуокатанных и реже идиоморфных, бесцветных и нередко бурых зерен; последние с радиальной трещиноватостью. Повсеместно и в значительном количестве (от 4,40 до 57,50%) присутствуют непрозрачные титансодержащие минералы и лейкоксен (3,72—21,00%). Из минералов группы слюд наиболее распространен мусковит. Повышенное содержание его (иногда до 68,52%) обычно приурочено к нижней вскрытой части разреза песчаниковой подсвиты. Встречается мусковит в форме округлых бесцветных пластинчатых зерен, с редкими включениями мелких кристаллов рутила и анатаза. Содержание биотита не превышает 2,0%.

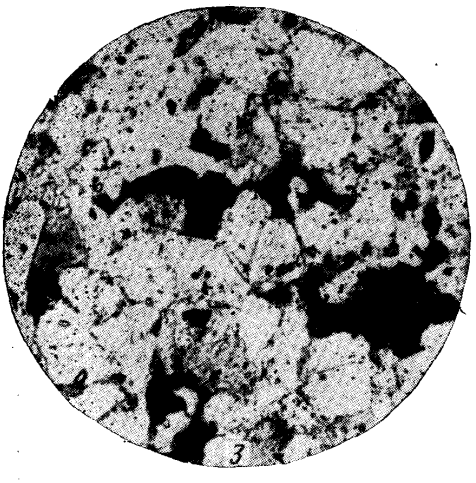
Из других минералов наиболее часто встречается анатаз (0,32—11,00%) в виде бипирамидальных и таблитчатых кристаллов, нередко загрязненных продуктами разложения. Таблитчатый анатаз бесцветен, изотропен.

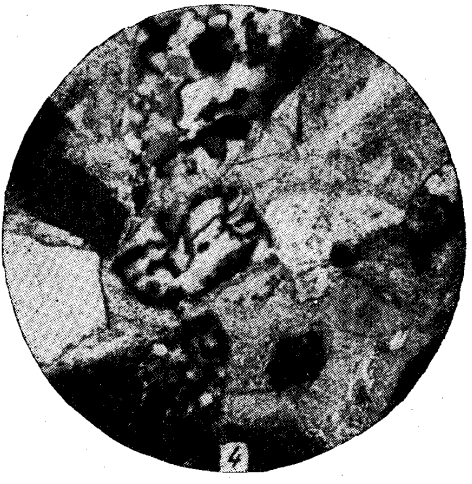
Спорадически и в единичных зернах присутствуют титанит, корунд, брукит, пироксены, роговые обманки, эпидот, цоизит.

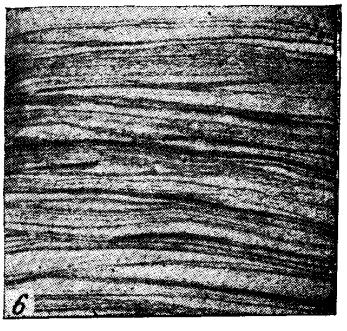
Таблица I



1 — алевролит с тонкими пропластками аргиллита. Порода обогащена пиритом. Верхнекаировская подсвита. Увел. 90, николи ||. Бородулино, скв. 1-Р; *2* — алевролит крупнозернистый, полевошпатово-кварцевый, с гидрослюдистым цементом. Песчаниковая толща нижнебавлинской серии. Увел. 200, николи +. Танып, скв. 6







1 — песчаник мелкозернистый, полевошпатово-кварцевый с кварцевым и полевошпатовым цементом типа регенерации. Песчаниковая толща нижнебавлинской серии. Увел. 125, николи +. Гожан, скв. 23; *2* — алевролит крупнозернистый, кварцевый, с кварцевым цементом. Вокруг зерен кварца пленочка гидроокислов железа. Песчаниковая толща нижнебавлинской серии. Увел. 125, николи ‖. Танып, скв. 1; *3* — алевролит крупнозернистый полевошпатово-кварцевый, в порах битум. Песчаниковая толща нижнебавлинской серии. Увел. 125, николи ‖. Танып, скв. 1; *4* — песчаник мелкозернистый, полимиктовый. Верхнекаировская подсвита верхнебавлинской серии. Увел. 125, николи +. Куеда, скв. 1; *5* — слоистость, нарушенная оползневыми явлениями. Верхнекаировская подсвита, верхнебавлинской серии. Бородулино, скв. 1-Р; *6* — переслаивание алевролитов и аргиллитов. Слоистость пологоволнистая. Верхнекаировская подсвита верхнебавлинской серии. Куеда, скв. 1

Из аутигенных минералов в тяжелой фракции встречены: пирит, доломит, турмалин, анатаз, брукит, барит.

Пирит содержится в количестве от 0,25 до 3—5% и только в отдельных образцах достигает 16%. Наблюдается он или в виде правильных кубических кристаллов, или неправильной формы стяжений. Турмалин и апатит присутствуют в виде каемок регенерации вокруг обломочных зерен. Анатаз и брукит чаще наблюдаются в шлифах. Обычно очень мелкие кристаллы или сростки нескольких кристаллов вырастают из бесформенных, реже ясно ограненных зерен титансодержащих минералов или концентрируются в непосредственной близости от них.

На основании количественного изменения минералов легкой и тяжелой фракций и структурных особенностей пород, в составе песчаниковой подсвиты можно выделить два горизонта. Нижний, преимущественно алевролитовый и верхний, преимущественно песчаниковый. Для нижнего горизонта, помимо алевролитового состава, характерно повышенное содержание полевых шпатов в легкой фракции, пониженное содержание устойчивых и непрозрачных титансодержащих минералов в тяжелой фракции. В этой же части разреза в значительном количестве присутствуют ильменит, магнетит и мусковит. Полная мощность горизонта в скв. 23 (Гожан) равна 161 *м*. Вскрытая мощность его в остальных скважинах колеблется от 20 до 74 *м*.

Верхний горизонт, сложенный в основном песчаниками, характеризуется преобладанием кварца над полевыми шпатами, повышенным содержанием устойчивых и непрозрачных титансодержащих минералов, снижением содержания мусковита. Для отдельных разрезов песчаникового горизонта характерно наличие сгустков пелитоморфного доломита, отсутствующих в алевролитовом горизонте. Мощность его колеблется от 70 до 171 *м*.

ВЕРХНЕБАВЛИНСКАЯ СЕРИЯ

Верхнебавлинская серия с перерывом залегает на различных горизонтах нижнебавлинской серии. Отложения ее вскрыты многочисленными скважинами, но полностью пройдены только 12 скважинами. Наибольшие мощности ее приурочены к центральной части Пермской области. На Краснокамской площади мощность серии колеблется от 953 *м* (скв. 191) до 1072 *м* (скв. 8-В). К западу мощность отложений уменьшается и по скважине 1-Р Бородулино равна 657 *м*. Резкое сокращение мощности верхнебавлинской серии наблюдается на юге Пермской области. Здесь наибольшая полная мощность серии на Гожанской площади равна 132—160 *м*, на Таныпской изменяется от 53 до 137 *м*. На Москудьинской площади она сокращается до 24 *м*, а в отдельных скважинах совсем отсутствует.

Во всех изученных разрезах верхнебавлинская серия представлена терригенными породами: пачками алевролитов, аргиллитов, чаще переслаиванием алевролитов и аргиллитов, с преобладанием тех или других в различных частях разреза. Песчаники имеют подчиненное значение. В различных частях разреза встречаются очень редкие и маломощные (1—2 *мм*) пропластки карбоната (кальцита, а в Бородулинской скважине 1-Р и сидерита).

Кроме того, в скв. 1-Р Бородулино в разрезе верхнебавлинской серии наблюдается несколько прослоев сильно измененного пеплового материала. Мощность их не превышает 12 *см*.

Песчаники и крупнозернистые алевролиты окрашены в зеленовато-серые и серые тона, аргиллиты и мелкозернистые алевролиты в темно-

зеленовато-серые, зеленовато-серые и темно-серые. В разрезе скважины 1-Р (Бородулино) наблюдаются прослои аргиллитов красновато-коричневого цвета.

Для пород характерна тонкая (от долей миллиметра до 1—5 *мм*) горизонтальная, пологоволнистая (табл. II, *6*) и редко очень тонкая косая слоистость, обусловленная чередованием глинистого и алевритового материала и наличием слоев, обогащенных слюдой и пиритом. Часто наблюдается нарушение слоистости подводными оползнями (табл. II, *5*).

По структурным особенностям среди песчаников выделяются преимущественно мелкозернистые разности, с размером зерен 0,06—0,25 *мм*. Редко и в виде маломощных пропластков наблюдаются среднезернистые разности с размером зерен 0,08—0,6 *мм*. Обломочный материал песчаников плохо и средне отсортирован, форма обломков угловато-округлая и угловатая.

По составу обломочного материала песчаники делятся на полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые разности. Первые содержат 58—68% кварца, 32—40% полевых шпатов и от 2 до 5% обломков пород. В кварцево-полевошпатовых разностях кварц составляет от 28 до 45%, полевые шпаты 50—65%, обломки пород 2—5%. Для полимиктовых песчаников характерно высокое содержание обломков пород, иногда достигающее 35—38% (табл. II, *4*). Полевые шпаты и кварц присутствуют почти в одинаковом количестве.

Кварц угловато-округлый, с редкими темными включениями, единичные зерна регенерированы. Полевые шпаты, в отличие от нижнебавлинской серии, представлены преимущественно кислыми плагиоклазами, реже микроклином и ортоклазом. Свежие зерна встречаются редко, большая часть их в значительной степени пелитизирована, серицитизирована, хлоритизирована, каолинизирована. Обломки пород угловато-окатанные и окатанные, представлены они силицитами, слюдисто-кварцитовыми сланцами, алевролитами, глинистыми породами и реже эффузивами.

Цемент хлоритовый, глинисто-хлоритовый, карбонатно-хлоритовый порового и базального типа и карбонатный — базальный. Отдельные участки сцементированы кварцем и каолинитом. Нередко между каемкой новообразованного кварца и обломочной частью его сохраняется пленочка хлорита.

Алевролиты крупнозернистые, с размером зерен 0,04—0,12 *мм*, и мелкозернистые — 0,02—0,08 *мм*. Крупнозернистые алевролиты по составу обломочного материала и цемента аналогичны песчаникам. В мелкозернистых алевролитах отсутствуют полимиктовые разности. Обломочный материал их сильно корродирован глинистым и глинисто-хлоритовым цементом.

Аргиллиты зеленовато-серые, темно-серые, прослоями красновато-коричневые, плотные, с тонкоплитчатой, иногда переходящей в листоватую отдельностью, с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, со знаками ряби и волнений. Структура аргиллитов пелитовая, чаще алевро-пелитовая. Основная глинистая масса сложена мелкими листочками и агрегатами гидрослюдистых минералов и чешуйками хлорита. Гидрослюдистые минералы ярко поляризуют и имеют одинаковую оптическую ориентировку, обычно параллельную напластованию. Хлорит тонкочешуйчатый, очень слабо поляризует. Содержание алевритового материала, неравномерно распределенного в породе, колеблется от 5 до 20%, а иногда и до 35%. Последний представлен кварцем, полевыми шпатами и слюдой, с размером зерен 0,02—0,08 *мм*.

В красновато-коричневых аргиллитах минералогический состав глинистых минералов тот же, окраска же их обусловлена гидроокислами железа.

В породах верхнебавлинской свиты присутствует в значительном количестве пирит, в виде мелких глобул (0,012—0,018 *мм*) и неправильной формы скоплений. Нередко он образует линзочки и пропластки, мощностью от 0,3 до 1 *мм*, а в отдельных участках цементирует алевритовый материал. Иногда он замещает растительный детрит.

Детальный иммерсионный анализ песчано-алевритовых, редко глинистых пород зеленовато-сероцветной серии выявляет их довольно однообразный минералогический состав, в то же время отличный от минералогического состава красноцветной серии.

Содержание тяжелой фракции колеблется от 0,14 до 1,5%, редко достигая 7%. Для терригенной части тяжелой фракции характерен высокий процент слюд: мусковита, биотита и зеленой слюды. Причем, в большинстве разрезов биотит преобладает над мусковитом. Биотит составляет от 10 до 35% тяжелой фракции, достигая в отдельных образцах 60—80% и снижаясь до 1,5%. Встречается он в виде полуокатанных и неправильной формы пластинчатых зерен, бурого и зеленого цвета, иногда с включением рутила и пирита. В шлифах очень хорошо прослеживается изменение биотита от слабого обесцвечивания до полной хлоритизации его с выделением мелких кристаллов пирита и титанистых минералов. В породах с карбонатным цементом пластинки биотита разбухают, расщепляются на отдельные волокна и замещаются кальцитом, а иногда сидеритом (1-Р Бородулино).

Мусковит в виде неправильных и полуокатанных пластинчатых зерен присутствует в количестве от 2 до 20%. Характерно высокое содержание зеленой слюды, колеблющееся от 4 до 52,35%.

Повсеместно присутствует группа устойчивых минералов, причем для нее характерно наличие граната и сокращение процентного содержания турмалина и циркона.

Турмалин составляет от 1 до 4%, в единичных образцах достигает 8%. Встречается он в форме полуокатанных и призматических кристаллов буровато-зеленого и зеленого цвета.

Циркон присутствует в количестве от 1 до 4% в форме полуокатанных и идиоморфных зерен, бесцветных, редко буроватых, с сетью радиальных трещин.

Гранат содержится в количестве от 1 до 5%, но в отдельных образцах до 10%. Для него характерна мелкоступенчатая, а в отдельных прослоях, хорошо прослеживающихся почти во всех изученных разрезах (кроме скв. 6 — Гожан), крупноступенчатая поверхность кристаллов. Реже встречаются зерна с гладкой поверхностью, причем не наблюдается какой-либо приуроченности их к определенным горизонтам.

Гидроокислы железа присутствуют в небольшом количестве, обычно от 1 до 3%, в единичных образцах содержание их достигает 7—9%.

Повсеместно, но в количестве не превышающем 0,71%, встречается хлоритоид, в виде угловато-окатанных бледно-зеленых зерен, слабо поляризующих и почти не реагирующих на поляризованный свет. Спорадически отмечены единичные зерна корунда, эпидота, цоизита, пироксенов, титанита.

Из аутигенных минералов широко распространен пирит, содержание его в различных частях разреза колеблется от 1,0 до 80%. Кроме пирита, встречаются барит, целестин, анатаз, карбонаты, кварц и полевые шпаты. Последние два — в виде каемок регенерации на обломочных зернах.

По количественному содержанию аутигенных и терригенных минералов в наиболее полном разрезе верхнебавлинской серии в скв. 1-Р (Бородулино) можно выделить два горизонта, слабо отличающихся по литологическому составу пород.

Нижний горизонт — алевролито-аргиллитовый, характеризуется высоким содержанием пирита, повышенным содержанием титансодержащих минералов и граната. Здесь же присутствует гранат с крупноступенчатой поверхностью. Мощность горизонта 440 *м*.

В верхнем горизонте — аргиллито-алевролитовом, резко сокращается содержание пирита, в меньшем количестве присутствуют гранат и гидроокислы железа. Особенностью горизонта является наличие пропластков сильно измененного пеплового материала. Мощность горизонта — 227 *м*.

Отложения верхнебавлинской серии в остальных изученных разрезах Пермской области рассматриваются нами как стратиграфический аналог только нижнего горизонта скв. 1-Р Бородулино. Для них также характерно высокое содержание пирита, наличие граната с крупноступенчатой поверхностью.

В результате проведенного исследования досреднедевонских отложений Пермской области подтверждается резкое различие в петрографо-минералогическом составе пород верхнебавлинской и нижнебавлинской серий, отмеченное ранее для одновозрастных отложений Башкирии и Татарии (Дистанов, Солнцев, 1955; Ожиганова, 1957).

Нижнебавлинская серия сложена карбонатными и терригенными отложениями, обычно окрашенными в красновато-коричневые, розовые, серые и реже зеленовато-серые тона. Для песчано-алевритовых пород ее характерна сравнительно хорошая отсортированность, окатанность обломочного материала и олигомиктовый состав его. Среди полевых шпатов преимущественным развитием пользуются калиевые разности, плагиоклазы содержатся в незначительном количестве.

Верхнебавлинская серия представлена исключительно терригенными породами, с очень характерной зеленовато-серой, темно-зеленовато-серой и серой окраской. И только в редких прослоях аргиллиты окрашены в красновато-коричневый цвет (Бородулино 1-Р).

Обломочный материал песчано-алевритовых пород хуже отсортирован, форма зерен — угловато-округлая и угловатая.

В верхнебавлинской серии, помимо олигомиктовых (кварцево-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых) пород повсеместно встречаются полимиктовые разности их, содержащие иногда до 35—38% обломков пород.

Полевые шпаты в отличие от нижнебавлинской серии представлены преимущественно кислыми плагиоклазами, в большинстве своем в значительной степени измененными: серицитизированными, хлоритизированными, реже кальцитизированными и каолинизированными.

Наблюдается различие и в составе цементирующего материала. В отложениях нижнебавлинской серии широко развит пленочный — гидрослюдистый, доломитовый — поровый, кварцевый и полевошпатовый цемент типа регенерации. Песчано-алевритовые породы верхнебавлинской серии сцементированы чаще хлоритовым, глинисто-хлоритовым и карбонатным (преимущественно кальцитовым) цементом порового и базального типа. Значительное различие наблюдается и в комплексе аллотигенных минералов тяжелой фракции.

В терригенной части тяжелой фракции нижнебавлинской серии наблюдается высокое содержание устойчивых минералов (турмалина и циркона) и почти полное отсутствие граната. Для отдельных разре-

зов характерно значительное содержание ильменита, магнетита и повышенное содержание лейкоксена. Из группы слюд присутствуют биотит и мусковит, причем последний резко преобладает. Биотит встречается повсеместно, но в незначительном количестве, а зеленая слюда почти полностью отсутствует.

Господствующими минералами терригенной части тяжелой фракции в верхнебавлинской серии являются слюды, причем в большинстве случаев биотит преобладает над мусковитом. Много зеленой слюды. Корреляционными минералами верхнебавлинской серии являются гранат и хлоритоид, почти полностью отсутствующие в отложениях нижнебавлинской серии. По сравнению с нижнебавлинской серией значительно снижается содержание турмалина, циркона, лейкоксена. Почти полностью отсутствуют ильменит и магнетит. Последние отмечены только в красновато-коричневых разностях аргиллитов.

Меняются состав и процентное содержание аутигенных минералов. Для нижнебавлинской серии характерно широкое развитие процессов окремнения, фельдшпатизации и регенерации обломочных зерен апатита и турмалина. Кремнезем в основном встречается в форме кварца, реже опала. Кварц чаще регенерирует обломочные зерна, иногда свободно выполняет поровые пространства. По-видимому, основная масса кремнезема поступала с циркулирующими растворами и выпадала в виде опала, который позднее перекристаллизовывался в кварц. Нередко наблюдаются и явно эпигенетические выделения опала и кварца по трещинам.

В верхнебавлинских отложениях процессы окремнения и фельдшпатизации проявляются слабо, не наблюдается и регенерации обломочных зерен апатита и турмалина. Характерно высокое содержание пирита, кальцита и наличие сидерита.

Пирит, судя по морфологическим особенностям и условиям нахождения его, в основном, является диагенетическим минералом (табл. I, *1*). Эпигенетические выделения его наблюдаются по трещинкам и как продукт изменения биотита.

Кальцит и доломит также присутствуют в двух генерациях. Сингенетические выделения их выполняют поры пород, а эпигенетические встречаются по трещинкам и пустоткам.

Обогащение сингенетичным пиритом, наличие сидерита и отсутствие гидроокислов железа, говорят о том, что во время формирования отложений верхнебавлинской серии, по-видимому, существовала восстановительная обстановка.

Отложения нижнебавлинской серии, вероятно, отлагались в окислительной обстановке, на что указывают гидроокислы железа, незначительное содержание пирита и полное отсутствие сидерита.

Намечается различие в минералогических комплексах и в каждой из выделенных подсвит.

Для терригенно-доломитовой подсвиты характерно высокое содержание гидроокислов железа, группы устойчивых минералов, апатита, барита.

В песчаниковой подсвите серафимовской свиты преобладающими минералами являются циркон, турмалин, непрозрачные титансодержащие и мусковит.

Для верхнекаировской подсвиты преобладающими минералами являются гранат и слюды; причем характерно высокое содержание зеленой слюды и преобладание биотита над мусковитом.

Указанные минералогические комплексы сравнительно хорошо выдерживаются в изученных разрезах.

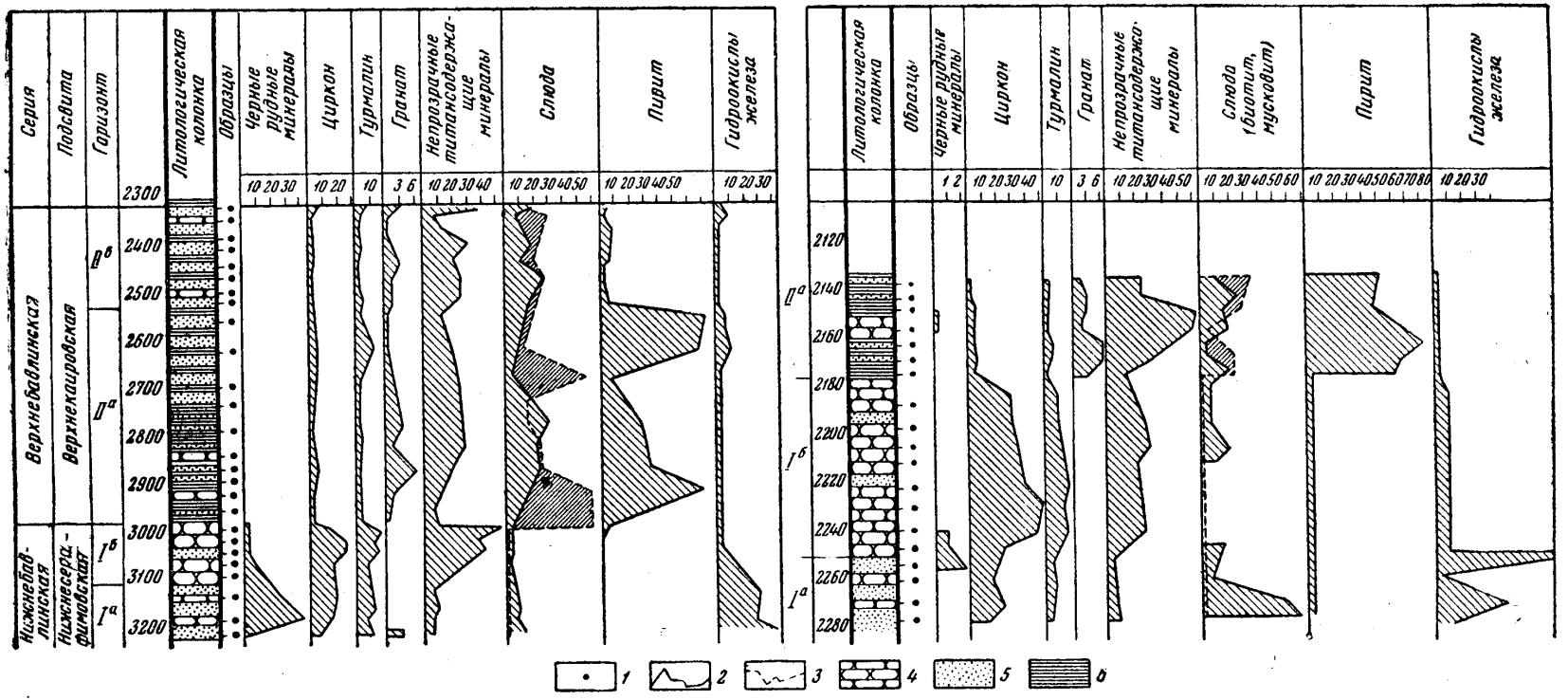


Рис. 1. Минералогические ассоциации досреднедевонских отложений Пермской области

Проведенные исследования позволили песчаниковую подсвиту нижнебавлинской серии подразделить на два горизонта: нижний — алевролитовый и верхний — песчаниковый, а верхнекаировскую подсвиту: на нижний — алевролито-аргиллитовый и верхний — аргиллито-алевролитовый (рис. 1).

Кроме того, данные минералогических исследований позволяют наметить возможные источники сноса для той и другой серии. Олигомиктовый (полевошпатово-кварцевый и кварцево-полевошпатовый) состав песчано-алевритовых пород, преимущественное развитие калиевых полевых шпатов, наличие окатанных и полуокатанных устойчивых минералов (циркона, турмалина) наряду с полуокатанными кварцем и полевыми шпатами, указывают на то, что источником питания для формирования отложений нижнебавлинской серии, вероятно, являлись магматические (в основном граниты) и различные метаморфические породы.

Преимущественно плагиоклазовый состав полевых шпатов, наличие обломков кварцита, слюдисто-кварцевого сланца, глинистых пород, алевролитов — в легкой фракции и значительное содержание граната и слюд в тяжелой фракции говорит о том, что материнскими породами для верхнебавлинской серии, вероятнее всего, послужили кварциты, плагиоклазовые гранито-гнейсы, биотито-гранатовые гнейсы и, частично, осадочные породы нижнебавлинской серии.

ЛИТЕРАТУРА

Дистанов У. Г. и Солнцев Л. Ф. Некоторые данные по минералого-петрографической характеристике додевонских отложений Урало-Волжской области.— Изв. Казанск. филиала АН СССР, 1955, № 5.

Ларионова Е. Н. Девонские и силурийские отложения Краснокамско-Полазненской антиклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.

Ожиганова Л. Д. Минералогические ассоциации додевонских отложений Западной Башкирии.— Вопросы геоморфол. и геол. Башкирии, 1957, сб. 1.

Соколова Н. Н. Петрография девонских отложений Молотовского Приуралья и палеогеография времени их образования. Изд-во АН СССР, 1952.

Тимергазин К. Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, 1959.

А. Д. Султанов, А. Г. Алиев, В. П. Акаева

ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В АПШЕРОНСКИЙ ВЕК НА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

«Одной из важнейших задач будущих исследований осадочных пород является выявление особенностей осадочной дифференциации и пространственного размещения ее продуктов в пределах каждого отдельного стратиграфического горизонта и каждой отдельной области осадконакопления».

Л. В. Пустовалов.
Петрография осадочных пород, часть первая, стр. 292.

Попытка выяснения условий накопления осадков и истории геологического развития территории Азербайджана в апшеронский век представляет не только теоретический интерес, но имеет также практическое значение, так как с этими отложениями связан ряд полезных ископаемых, важнейшими из которых являются нефть и газ.

Условия накопления осадков зависят от ряда факторов: палеорельефа и глубины бассейна, скорости движения водной массы, геохимических и биономических условий среды, местоположения и характера областей сноса, геотектонического режима областей денудации и седиментации, а также климата.

Сведения о палеогеографических условиях рассматриваемой территории в апшеронский век имеются в работах ряда геологов. Они приводятся в работах Н. И. Андрусова (1923), В. В. Богачева (1932), К. М. Султанова (1956), а также в работах А. Г. Алиева (1949), В. Е. Хаина (1950), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), И. И. Потапова (1954) и др.

Однако до настоящего времени в литературе отсутствуют данные о палеогеографии апшеронского века для территории Азербайджана в целом. Восполнить этот пробел, дать по возможности детальное описание истории развития апшеронского бассейна в пределах Азербайджана, используя как собственные данные, так и данные предыдущих исследований, является целью настоящей работы.

Приступая к анализу фактического материала, следует иметь в виду, что смена акчагыльского бассейна нижнеапшеронским происходила в тектоническом отношении в более или менее спокойной обстановке; на это указывает, в подавляющем большинстве случаев, согласный контакт отложений акчагыла и нижнего апшерона. При этом в гидрографическом режиме нижнеапшеронского моря происходили существенные изменения, очевидно, связанные с резким уменьшением его размера по сравнению с акчагыльским морем. По данным К. М. Султанова (1956), на грани акчагыльского и апшеронского веков бассейн испытывал сильное опреснение, которое началось еще во время верхнего акчагыла и усилилось в нижнем апшероне.

Распределение и состав осадков, а также характер фауны апшеронского моря дали основание Н. И. Андрусову (1923) высказать мысль о том, что апшеронский бассейн был изолирован от открытого моря и по своему характеру был близок к современному Каспию. Таким образом, к началу апшеронского времени значительная часть современной территории Азербайджана была занята обособленным от океана неглубоким внутриматериковым водоемом. Берег этого бассейна был извилистым и изрезан заливами. Из наиболее крупных заливов, существовавших еще с палеоцена, выделяются Прикуринский и Кубинский (Андрусов, 1923), размеры которых к началу нижнего апшерона заметно сократились.

Нижнеапшеронский бассейн на рассматриваемой территории отвечал части геосинклинальной области, охватывающей три следующие структурно-седиментационные зоны с соответствующими им фациальными типами отложений: межгорная впадина — Прикуринская низменность, Передовой прогиб — Прикаспийско-Кубинская область и мелководно-морская область юго-восточного погружения Большого Кавказа — Апшеронский полуостров и Южный Кобыстан.

Межгорный прогиб в этот период представлял собою огромную аккумулятивную впадину, дно которой испытывало интенсивное погружение. Окружающие прогиб горные сооружения Большого и Малого Кавказа, подвергавшиеся энергичной эрозии, обязанной их быстрому подъему, поставляли в бассейн огромные массы обломочного материала. При этом высота горных сооружений Малого Кавказа и интенсивность их подъема были значительно ниже, чем Большого Кавказа, в силу чего в пределах южного и юго-восточного бортов Куринской впадины накапливались более тонкие осадки — суглинки, пески, реже гравелиты и конгломераты, в то время как у подножья южного склона Большого Кавказа шло значительно более энергичное накопление грубых осадков — конгломератов, галечников, гравелитов, плохо отсортированных песков и суглинков. По мере удаления от прибортовых частей депрессии во внутреннюю часть межгорной впадины осадки довольно отчетливо дифференцировались.

Огромные мощности галечного и песчано-глинистого материала, развитого в рассматриваемой области, особенно в западной зоне ее, обязаны деятельности горных рек, стекавших не только с южного склона Юго-Восточного Кавказа, но и с северо-восточного склона Малого Кавказа. Судя, главным образом, по минералогическому составу песчаных и алевритовых пород, некоторое количество обломочного материала сносилось и со стороны Дзирульского кристаллического массива, сложенного палеозойскими и отчасти мезозойскими породами (Алиев, 1949). Таким образом, в период образования нижнеапшеронских отложений в Прикуринскую межгорную впадину обломочный материал сносился многочисленными реками, стекавшими со всех трех примыкавших горных сооружений.

В области Малого Кавказа в момент отложения осадков нижнего апшерона имела место вулканическая деятельность, в результате которой образовались прослои вулканического пепла, широко развитые как в данной области, так и в других седиментационных зонах. Судя по химическому составу этих пеплов, в этот период происходили выбросы магмы липарито-дацитового, кварцево-трахитового и трахитового состава (Азизбеков, 1947; Алиев, 1949; Гадиева, 1960).

В пределах передового прогиба, примыкавшего к северо-восточной части Большого Кавказа и занимавшего Прикаспийско-Кубинскую область, в условиях интенсивно пульсирующего погружения осуществлял-

ся процесс накопления огромной мощности осадков пестрого литологического состава. Эти осадки не испытывали длительного переноса, о чем свидетельствуют грубость обломочного материала, их крайняя неотсортированность, слабая окатанность, а также наличие не подвергшихся обработке водной средой малоустойчивых минералов (пироксены, роговая обманка) и других образований (обломки глинистых и карбонатных частиц и т. д.). Конгломераты рассматриваемой области, неравномерно развитые по площади и разрезу, связаны с расположением конусов выноса рек, стекавших с Большого Кавказа. Действие этих речных артерий активизировалось благодаря периодическому усилению таяния ледников, наличие которых устанавливается в пределах Шахдагской группы (Хаин, Шарданов, 1952). Реки, часто меняя свои русла, устремлялись в Кусарскую наклонную равнину, дренируя крутые предгорья склонов Большого Кавказа и вынося значительное количество обломочного материала, который накапливался как в долинах рек, так и в прибрежных частях моря.

В направлении от полосы береговой линии к внутренней зоне бассейна грубообломочный материал постепенно замещался более мелкозернистыми разностями. Периодическое нахождение аллювиальных образований среди морских в пределах рассматриваемой зоны подтверждает неустойчивость береговой линии, которая неоднократно перемещалась то в западном, то в восточном направлении. Обломочный материал в условиях прибрежной полосы бассейна подвергался обработке под действием приливно-отливных волн и переносу по дну водоема. Литолого-фациальный состав этих образований свидетельствует о том, что формирование их происходило в зоне мелководного бассейна, в котором имели место токтонические подвижки переменной амплитуды на фоне общего преобладающего опускания его дна.

Изучение петрографического состава галек конгломератов, а также минералогического состава фракций (0,1—0,01 *мм*) песчаных и алевритовых пород позволяет заключить, что в период накопления рассматриваемых отложений размывались преимущественно мезозойские породы северного склона Большого Кавказа.

Накопление осадков в пределах Апшеронского полуострова и Южного Кобыстана осуществлялось в мелководно-морской обстановке области юго-восточного погружения Большого Кавказа с расчлененным рельефом дна. Осадки здесь представлены песчано-глинистыми образованиями прибрежно-мелководной, мелководной и относительно глубоководной фаций. Отсутствие в составе рассматриваемой зоны седиментации грубообломочных образований указывает на то, что примыкавшая к этим областям часть Большекавказской суши имела относительно пологий склон с высотами, далеко не достигавшими снеговой линии.

Со второй половины нижнего апшерона в отдельных участках рассматриваемой зоны вертикальные колебательные движения привели к значительному обмелению бассейна, что нашло свое отражение в литологическом составе пород и в изменении характера фауны. Скудная фауна дрейссенсий и пресноводных гастропод, обитавших в бассейне со второй половины нижнеапшеронского времени, уступила место разнообразной, типично апшеронской, солоноватой фауне, представленной апшеронями, адакнами, монодакнами и др.

Геотектонические условия существования в нижнем апшероне незначительно отличались от акчагыльских. Интенсивно воздымавшиеся горные сооружения Альпийской складчатой системы — Большой и Малый Кавказ так же, как в акчагыле, окаймляли бассейн, обильно снабжая

его обломочным материалом. Вершины названных горных хребтов, в особенности хребтов Большого Кавказа, были покрыты снегами, периодическое таяние которых способствовало усилению развития гидрографической сети и переносу обломочного материала.

Резко выраженная лито-фациальная изменчивость пород и их мощность показывают, что имевшие в то время место колебательные движения, при которых шло накопление осадков, отличались большой амплитудой и продолжительностью. Направленность геотектонических процессов меняла общий фон условий седиментации осадков. Береговая линия в течение всего хода осадконакопления перемещалась с запада на восток и юго-восток, что вело к сокращению бассейна за счет нарастания площадей, примыкающих к суше. Изменение режима колебательных движений и связанное с ним перемещение береговой линии вызывали периодичность в процессе седиментации.

Для выявления палеорельефа бассейна седиментации приходится рассматривать условия залегания исследуемых отложений на подстилающих их отложениях. Изменчивость мощности отложений нижнего апшернона по площади, а в ряде случаев залегание их на размытой поверхности более древних отложений различного возраста свидетельствуют о расчлененности дна бассейна. Действительно, во многих пунктах установлено залегание апшеронских отложений с размывом на более древних: в Ташмардане — на продуктивной толще (Хаин, Шарданов, 1952), в Прикаспийско-Кубинской области — на майкопе, чокраке и карагане, в Умбаках, Нафталане, Зейве — на майкопе (Хаин, Шарданов, 1952) и т. д.; установлено также появление в основании нижнеапшеронских отложений базальных конгломератов (Каладарасы, Каламадын, Бождаг, Ленгебизский хребет и т. д.). Изменение мощностей осадков в сторону увеличения к крыльям складок и отсутствие их в ряде случаев на своде последних свидетельствует об одновременности процессов осадконакопления и роста складок; многие из этих складок в Кобыстане и Западном Апшероне оказались осложненными деятельностью грязевых вулканов. Все это, в свою очередь, указывает на мобильность дна бассейна седиментации.

Характер бассейна, в котором происходило накопление осадков, отразился на их фациальных особенностях. Выше мы отметили, что отложения нижнего апшерона на территории Азербайджана представлены континентальными, переходными и морскими фациями (рис. 1).

В фациях первой группы часто фиксируются наземная и пресноводная фауна, а анализ минералогического состава аутигенной части тяжелой фракции этих пород показал преобладание в ней лимонита. Эти данные позволяют сделать вывод, что породы группы континентальных фаций образовались преимущественно в окислительной геохимической обстановке.

Отложения фаций переходной зоны характеризуются наличием пресноводной и наземной фауны. Аутигенный минеральный комплекс этих пород представлен в основном бурым железняком и глауконитом, редко пиритом, т. е. ассоциацией, по-видимому, свойственной нейтральной обстановке седиментации.

Значение величины pH в различных типах пород этой зоны фаций колеблется около 7, что подтверждает сделанные выводы.

Судя по аутигенным образованиям и по величинам pH суспензий, примерно аналогичные геохимические условия имели место и в зоне седиментации прибрежно-морских фаций.

Освещая геохимический режим бассейна в зоне седиментации отложений мелководных фаций, следует отметить зараженность некоторых

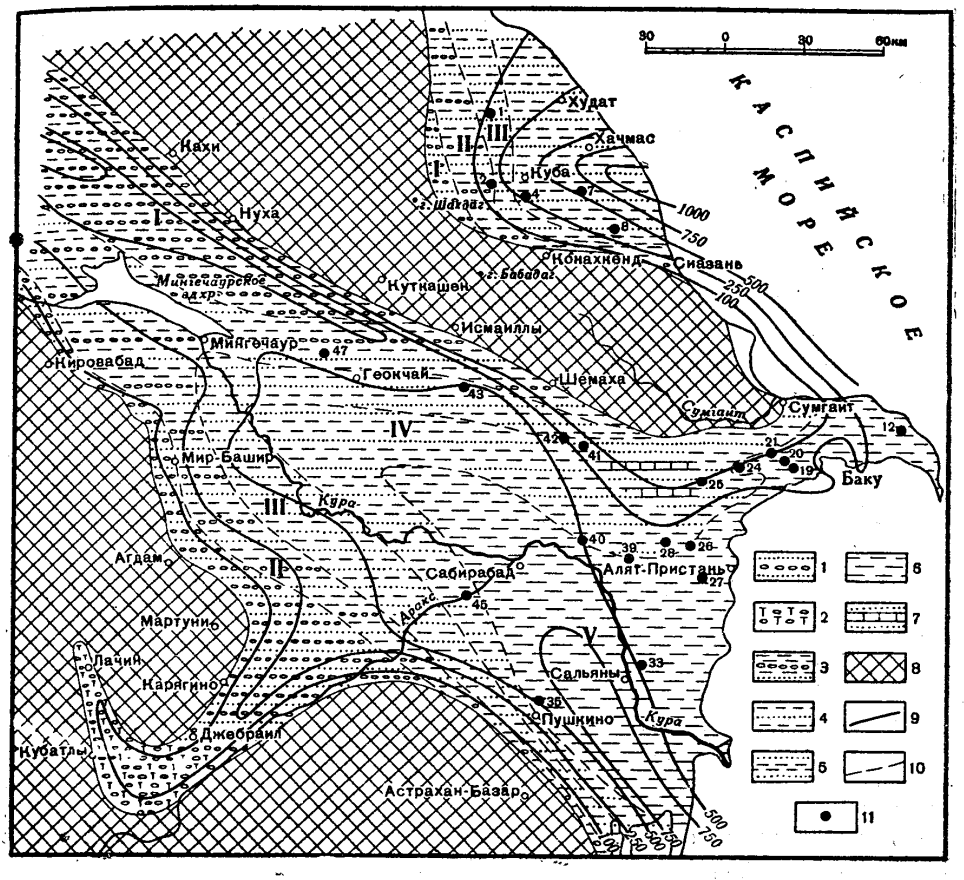


Рис. 1. Схематическая карта фаций нижнего апшерона

I — зона развития континентальных фаций (аллювиальных, пролювиальных); *II* — зона чередования морских (мелководных, прибрежно мелководных) с подчиненным количеством континентальных (русловых, дельтовых, реже пойменных) фаций; *III* — зона развития морских прибрежно-мелководных фаций; *IV* — зона морских мелководных фаций; *V* — зона морских относительно глубоководных фаций. *1* — чередование конгломератов, песков, суглинков и глин, количество которых в разрезе изменчиво и неустойчиво; *2* — чередование туфогенных конгломератов, песков, суглинков, количество которых в разрезе неустойчиво и изменчиво; *3* — чередование глин с песчаниками и конгломератами, со значительным преобладанием первых; *4* — примерно равное или неустойчивое чередование глин и песчаников (песков); *5* — чередование глин с алевритами, достигающими 20%; *6* — глины, содержащие прослои песков, песчаников и алевритов до 10%; *7* — чередование известняков, песков, песчаников, при значительном преобладании первых; *8* — суша; *9* — изолинии мощностей; *10* — граница фаций; *11* — пункты наблюдений (цифры на карте); *1* — Леджет; *2* — Кудиалчай; *4* — Нюгеды; *7* — Коджабасы, *8* — Тахтакорпи; *12* — Мардакяны; *19* — Бибиэйбат; *20* — Патамдар; *21* — Ясамальская долина; *24* — Гездек; *25* — Миаджик; *26* — Алятская коса; *27* — Пирсагат; *28* — Ташмардан; *33* — Бабазанан; *35* — Дайкенд; *39* — Мишовдаг, Малый Харами; *41* — Кущи; *42* — Каламадын; *43* — Ахсу-Гирдыманчай; *45* — Сараджалар; *47* — Турианчай

его участков (в частности, Прикуринской низменности) сероводородом, о чем свидетельствует высокое содержание пирита при отсутствии бентоса и значении pH выше 8, особенно в тех районах, где осадки представлены глинистыми разностями. Однако в большинстве случаев в пиритсодержащих глинах нижнего апшерона имеется донная солоноватоводная фауна, что указывает на преобладание в нем отложений менее восстановительных фаций с устойчивым режимом ОВ раздела и верхней кислородной пленкой ила.

Из сказанного следует, что бассейн, в котором происходила седиментация нижнеапшеронских осадков, с точки зрения глубин и геохимических особенностей не отличался особым постоянством. В нем чередовались различные, подчас противоположные условия (от окислительных до восстановительных), которые менялись в зависимости от глубины бассейна.

Теперь остановимся на характеристике глубин седиментации осадков в отмеченных фациальных зонах нижнеапшеронского бассейна. Для суждения о глубинах отложения осадков, как известно, используются такие признаки, как структурно-текстурные особенности пород, остатки фауны и флоры, минеральные образования и др. Н. И. Андрусов (1923), основываясь на фаунистических особенностях, отмечал, что максимальные глубины порядка 275 *м* существовали лишь в нижнеапшеронское время, когда формировались глинистые осадки. Такие условия, как видно из сказанного выше, наиболее свойственны территории развития относительно глубоководных фаций. В мелководных зонах, очевидно, имели место значительно меньшие глубины, не превосходящие 100 *м*. Ясно выраженная в песчано-алевритовых породах этой зоны косая слоистость является дополнительным доказательством такого заключения и свидетельствует о гидродинамической подвижности вод данного участка бассейна. На территории развития переходных фаций, где отлагались преимущественно грубо- и среднеобломочные образования с пресноводной и наземной фауной, глубины бассейна вряд ли превышали 10 *м*.

Средний апшерон знаменуется отчетливым сокращением бассейна в результате регрессии моря и энергичного подъема окаймляющих его горных сооружений. Наметились резкие изменения конфигурации областей седиментации и увеличение площадей континентальных фаций за счет сужения морских. Для межгорной впадины эти изменения сказались в заметном сокращении границ морского бассейна, особенно в пределах периферийной полосы южного склона Большого Кавказа и северо-восточного склона Малого Кавказа (рис. 2). Вследствие этого в западной части области, а также в нижнем течении р. Аракса и его притока р. Акеры континентальные образования получили широкое развитие. Изменения в пределах передового прогиба также выразились в заметном увеличении площади континентальных фаций и в резкой регрессии моря в восточном и юго-восточном направлениях. Существенные изменения имели место и в мелководно-морской области юго-восточного погружения Большого Кавказа. Суша в зоне Большого Кавказа расширяется к югу, достигая района г. Шемахи, сел. Маразов и на востоке — г. Сумгаита.

В областях денудации, к которым в первую очередь относятся горные сооружения Большого и Малого Кавказа и Талыша, наблюдался энергичный подъем. При этом поднятие в области Большого Кавказа и в особенности в его северо-восточном окончании происходило значительно быстрее, чем на Малом Кавказе. Горные сооружения в зоне Шахдагской группы, покрытые вечными снегами, значительно расширились. Одновременно с этим происходило дальнейшее воздымание западной части южного склона Большого Кавказа. На Малом Кавказе дальнейший подъем территории обусловил формирование складчатых структур с многочисленными вулканическими проявлениями.

Указанные особенности геологической истории данных областей способствовали весьма большому развитию у подножий отмеченных горных сооружений мощных толщ грубообломочных образований. Крупнообломочный характер толщ свидетельствует о близости источника сноса, а

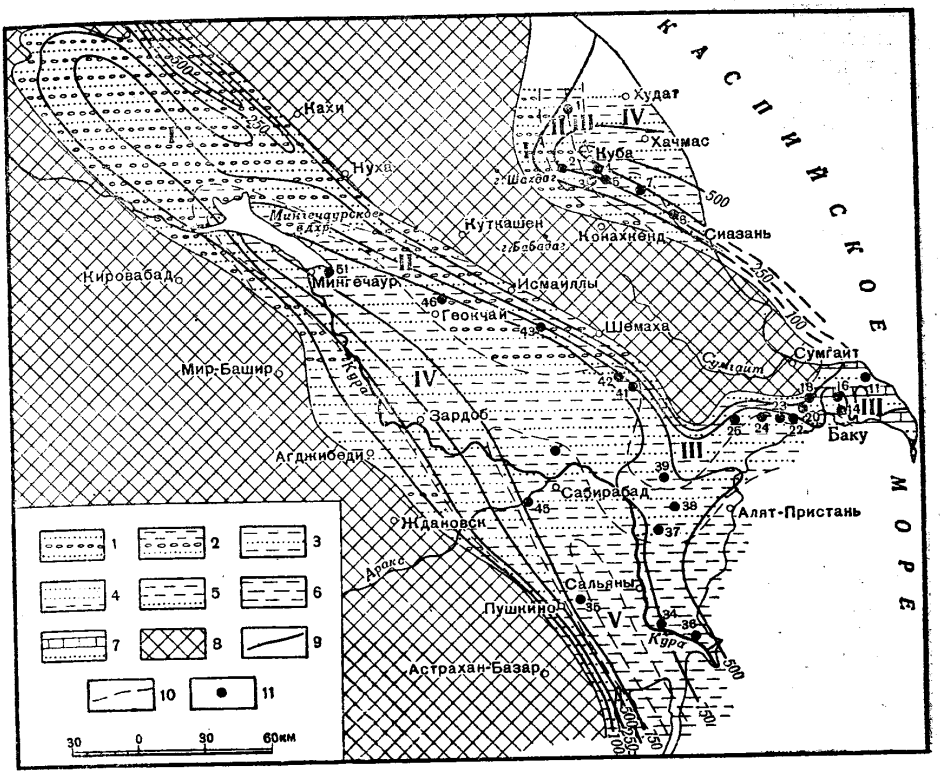


Рис. 2. Схематическая карта фаций отложений среднего апшерона

I — зона развития континентальных (аллювиальных, пролювиальных) фаций; *II* — зона чередования морских (прибрежно-мелководных, прибрежных) с континентальными (русловыми, дельтовыми, реже пойменными) фациями; *III* — зона развития морских прибрежно-мелководных фаций; *IV* — зона морских мелководных фаций; *V* — зона морских относительно глубоководных фаций; *1* — чередование конгломератов, песков, суглинков и глин, количество которых в разрезе изменчиво или неустойчиво; *2* — чередование глин с песчаниками и конгломератами при значительном преобладании первых; *3* — примерно равное или неустойчивое чередование глин, песков и песчаников; *4* — чередование песков, песчаников и глин при явном преобладании первых; *5* — чередование глин с алевролитами, достигающими 20%; *6* — глины, содержащие прослои песков и песчаников до 10%; *7* — известняки, содержащие прослои песков, песчаников и глин; *8* — суша; *9* — изолинии мощностей; *10* — граница фаций; *11* — пункты наблюдения: *1* — Леджет; *2* — Кудиалчай; *3* — Рустов; *4* — Нюгеды; *5* — Чагаджукчай; *7* — Коджабасы; *8* — Тахтакорпи; *11* — Бузовны-Калаги; *14* — Зых; *16* — Романы; *18* — Баладжары; *20* — Патамдар; *22* — Локбатан, *23* — Кергез; *24* — Гездек; *25* — Миаджик; *34* — Хиллы; *35* — Дайкенд; *36* — Нефтечала; *37* — Карабаглы; *38* — Кюровдаг; *39* — Мишовдаг; *41* — Кущи; *42* — Каламадын; *43* — Ахсу-Гирдыманчай; *45* — Сараджалар; *46* — Геокчай; *51* — Алджиганчай

большие мощности их — о продолжительном и интенсивном прогибании дна бассейна седиментации. Значительные толщи валунных и галечных конгломератов, характеризующиеся рукавообразным и линзовидным залеганием, накапливались вблизи основного источника сноса. Обломочный материал переносился бурными речными потоками, спускавшимися со склонов Большого и Малого Кавказа. Реки часто меняли свое направление. Только при неустойчивом режиме водных потоков с постоянно меняющими свое направление руслами могли образоваться столь характерные линзовидно залегающие грубообломочные породы со слабо отсортированным материалом. Конусы выноса рек часто заходили вглубь моря и их периферийная часть представляла собою дельты и склоны дельт. На территории Прикаспийско-Кубинской области и

в Прикуринской низменности значительная часть транспортировавшегося материала выносилась в прибрежную зону моря, где подвергалась дальнейшей обработке.

Периодические тектонические подвижки приводили к частой миграции и сильной изрезанности береговой линии, перемещавшейся то в одном, то в другом направлении. Только сменой береговой линии можно объяснить частую перемежаемость морских и континентальных фаций — явление, столь характерное для рассматриваемых отложений. Приносимый быстро текущими реками недифференцированный обломочный материал, по мере удаления от горных хребтов замещался более мелкими (песчано-алевритовыми) разностями, которые по направлению к центральной части бассейна становятся все более отмученными. Это обстоятельство находится в полном согласии с выводами Л. В. Пустовалова, который еще в 1940 г. писал: «...транспортирующийся материал обычно выпадает из путей миграции не сразу, а в известной, закономерной, последовательности» (стр. 256).

В это же время из области суши, примыкавшей к мелководной зоне бассейна (Южный Кобыстан, Апшеронский полуостров), поступало незначительное количество обломочного материала. В силу этого создавались благоприятные условия для пышного расцвета фауны, служившей породоообразующим материалом для широко развитых здесь органогенных и детритусовых известняков. Присутствие пластов оолитовых известняков, косослоистая текстура как карбонатных, так и терригенных пород указывают на наличие значительных течений и волнений в этой части бассейна седиментации и на мелководность условий их формирования. Глубины бассейна в момент накопления осадков этих фаций, вероятно, не превышали нескольких десятков метров.

Близость источника сноса, его особенности и быстрое захоронение материала также отразились и на породах, развитых в зоне прибрежно-мелководных и мелководных фаций, распространенных в межгорной впадине и передовом прогибе. Эти породы отличаются слабой окатанностью слагающих их обломков и минералов, относительно большим содержанием тяжелой фракции, в которой малоустойчивые минералы резко преобладают над устойчивыми. В составе легкой фракции обломки пород явно доминируют над кварцем, а полевые шпаты отличаются свежестью зерен (Прикуринская низменность). Только в Прикаспийско-Кубинской области иногда отсортированность осадков увеличивается, хотя и здесь отмечаются в песчано-глинистых породах примесь мелких галек, гравийных зерен и катунов глин. Последние, возможно, являются продуктами межпластового размыва приподнятых участков дна и в этом случае подтверждают своим присутствием одновременность роста антиклинальных структур и хода процесса осадконакопления.

В отдельных участках бассейна (г. Гюнчи — с. Нюгеды, Тахтакорпи), чаще всего непосредственно примыкавших к крутому берегу, возникали мелководные заливы со спокойным гидродинамическим режимом вод, где накапливались сравнительно отмученные глинистые осадки. В таком участке наличие того или иного количества органического вещества, глинистый состав отложений, спокойный характер вод способствовали развитию восстановительных условий в придонном слое осадков.

По юго-восточному борту Прикуринской низменности (Алято-Сальянская зона, Дайкенд, Сарыджалар и др.) в мелководном бассейне отлагались пестрые песчанистые глины, явившиеся, по всей вероятности, продуктом разрушения коры выветривания, развитой в пределах предгорий Малого Кавказа и Талыша (Хаин, Шарданов, 1952).

Из сказанного следует, что территория Азербайджана в рассматри-

ваемый период, так же как и в нижнем апшероне, испытывала значительные колебательные движения, что обусловило формирование мощных толщ осадочных образований пестрого фациального состава.

Одним из главных направлений палеогеографии является установление областей источников сноса обломочного материала. Из предыдущего обзора следует, что в период отложения рассматриваемых пород основными по своей эффективности и продолжительности источниками питания обломочным материалом остаются Большой и Малый Кавказ, которые все время испытывают постоянное, все возрастающее воздымание. На Большом и на Малом Кавказе продолжают размываться мезозойские и третичные породы. На Малом Кавказе они представлены осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Сказанное подтверждается общностью состава галек конгломератов и минералогическим составом песчано-алевритовых пород. Дзирульский массив также оказывал некоторое влияние на терригенное осадконакопление, питая обломочным материалом расположенные в его пределах реки (Алиев, 1949).

Кроме отмеченных основных источников питания, в северной зоне современного Апшеронского архипелага существовали периодически выходящие из-под уровня морских вод островные останцы, сложенные породами продуктивной толщи и служившие временной областью размыва. Существование их подтверждается обогащеностью пород рассматриваемого комплекса на территории восточной половины Апшеронского полуострова кварцем, дистеном, ставролитом и силлиманитом. В Кобыстане дополнительными источниками были небольшие местные поднятия и продукты излияния грязевых вулканов.

Минеральный состав пород свидетельствует о том, что они сформировались из продуктов разрушения отложений различного генезиса.

Геохимические условия среды образования осадков среднего апшерона заметно отличались от нижнеапшеронских. После сильного повсеместного опреснения вод нижнеапшеронского бассейна в середине среднеапшеронского времени соленость его несколько увеличилась. Вместе с тем, обмеление среднеапшеронского моря, прослеживающееся в стороны склонов Большого и Малого Кавказа, сопровождалось опреснением бассейна в тех же направлениях за счет вод, обильно стекавших с них. Отмеченные обстоятельства, в свою очередь, отразились на условиях седиментации осадков. В зонах развития континентальных и переходных фаций, наиболее тесно связанных с областями сноса материала и действием пресных вод, осадконакопление происходило в окислительной среде, в зоне развития прибрежно-мелководных фаций — в нейтральной, а в зоне относительно глубоководных фаций, где соленость воды была максимальной — в щелочной и часто восстановительной среде.

В верхнем апшероне имела место максимальная регрессия моря, в результате которой границы бассейна еще более резко отодвинулись в восточном направлении. К концу верхнеапшеронского времени морской режим сохранился только на Апшеронском полуострове, в низовьях Прикуринской низменности и в Присамурском участке (рис. 3). Горные системы юго-восточной части Кавказа и северные склоны Малого Кавказа в это время достигли наибольших высот, что вызвало усиленную эрозию, увеличение густоты речных долин и накопление мощных толщ галечных отложений вдоль их подножий. Переход от среднего апшерона к верхнему в пределах межгорной впадины Прикуринской низменности является постепенным. Отчетливые следы несогласия, по данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (Хаин, Шарданов, 1952) обнаруживаются только в северо-восточной части Куринского

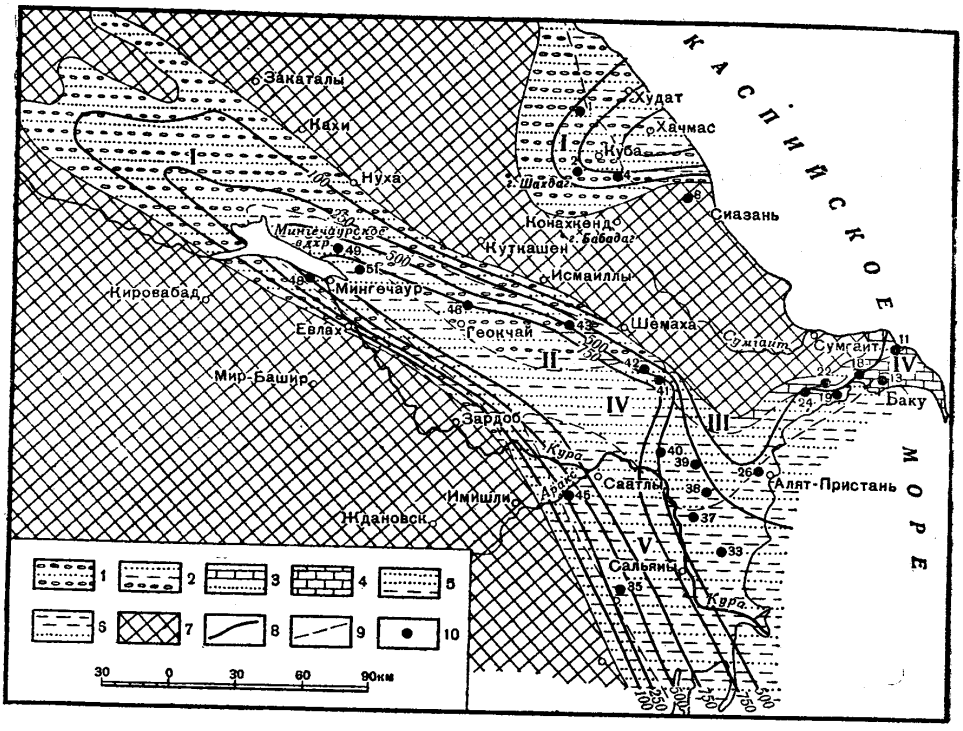


Рис. 3. Схематическая карта фаций отложений верхнего апшерона

I — зона развития континентальных (аллювиальных, пролювиальных) фаций; *II* — зона чередования морских (прибрежных, прибрежно-мелководных) и континентальных (русловых, дельтовых, реже пойменных) фаций; *III* — зона морских прибрежных фаций; *IV* — зона морских прибрежно-мелководных фаций; *V* — зона морских мелководных фаций: *1* — чередование конгломератов, песков, суглинков и глин, количество которых в разрезе изменчиво или неустойчиво; *2* — чередование песчаников и глин с конгломератами; *3* — чередование известняков, песков, песчаников, при значительном преобладании первых; *4* — известняки органогенно-обломочные с прослоями песков; *5* — чередование песков, песчаников и глин при явном преобладании первых, *6* — чередование глин с алевролитами и песками, достигающими 20%; *7* — суша; *8* — изолинии мощностей; *9* — граница фаций; *10* — пункты наблюдений (цифры на карте): *1* — Леджет; *2* — Кудиалчай, *4* — Нюгеды; *8* — Тахтакорпи; *11* — Бузовны-Калагя; *13* — Карачухур; *18* — Баладжары; *19* — Бибиэйбат; *22* — Локбатан; *24* — Гездек; *26* — Алятская Коса; *33* — Бабазанан; *35* — Дайкенд; *37* — Карабаглы; *38* — Кюровдаг; *39* — Мишовдаг; *40* — Малый Харами; *41* — Кущи; *42* — Каламадын; *43* — Ахсу-Гирдыманчай; *45* — Сараджалар; *46* — Геокчай; *48* — Боздаг; *49* — Ахарбахар

залива апшеронского бассейна, где они выражены угловым несогласием (хр. Мишовдаг) и наличием базальных конгломератов (хр. Каламадын).

В пределах мелководно-морской области юго-восточного погружения Большого Кавказа трансгрессивное залегание верхнего апшерона фиксируется вдоль северо-восточного побережья Апшеронского полуострова (Мехтиев, Клупт, 1941), где прибрежно-мелководные и прибрежные осадки, представляющие образования глубин первых десятков метров, окаймляли сушу, занимавшую значительную часть Апшеронского полуострова.

Резкая регрессия верхнеапшеронского бассейна в пределах передового прогиба сказалась в несогласном залегании пород верхнего апшерона на размытой поверхности среднего и нижнего подъярусов его (сел. Леджет, г. Коджабасы, сел. Герек и др.), на акчагыле и даже продуктивной толще, а также в полном отсутствии верхнеапшеронских

образований в ряде пунктов области (Тахтакорпи). В последнем на среднем апшероне с угловым несогласием залегают образования бакинского яруса (Хаин, 1950; Хаин, Ахметбейли, 1957). Сокращение площади бассейна в рассматриваемой области при одновременном воздымании Большого Кавказа способствовало накоплению на обширной территории значительной мощности грубообломочных осадков аллювиально-пролювиального генезиса.

Об интенсивности поднятия основной части Большекавказской суши можно судить еще и по тому, что апшеронские образования в пределах Прикаспийско-Кубинской области, как отмечает В. Е. Хаин (1950), оказываются поднятыми на высоту 1500—2000 *м* (гора Сувал). Скорость подъема суши при активной деятельности вод, несущих терригенный материал, так же как и в предыдущие периоды, не могла способствовать дифференциации обломочного материала, вследствие чего он остается плохо отсортированным; в нем песчаные размерности смешивались, нередко в равном отношении, с грубообломочными. Это явление получило особенно широкое развитие в верхнем подъярусе апшерона.

Амплитуда прогибания на большей части площади, по-видимому, была несколько меньше подъема прилегающих горных сооружений. Это привело к заполнению прибрежной полосы бассейна осадками, в результате чего эта часть его вышла из-под уровня воды и приняла участие в создании современной, несколько наклоненной равнины, сложенной мощной толщей континентальных (русловых) образований. Потоки, спускавшиеся со склонов Большого Кавказа, не имея постоянного русла, блуждали по этой предгорной равнине, часто меняя направление и только в прибрежных участках бассейна они вырабатывали свое русло и приобретали определенное направление: северное или юго-восточное в Прикаспийско-Кубинской области; южное и юго-западное — в области южного склона Большого Кавказа. Сказанное подтверждается соответствующей ориентированностью галечного материала и направлением косослоистых серий конгломератов и гравелитов.

Таким образом, в пределах наклонной равнинной суши шло накопление мощных аллювиальных и пролювиальных образований. Здесь, помимо постоянных водных артерий, несших основную массу обломочного материала, отмечаются русла временных мигрирующих потоков (Завриев, 1957).

Значительное сокращение площади верхнеапшеронского моря, таким образом, резко проявилось не только в передовом прогибе, но и в межгорной впадине, где мощные толщи осадков континентальных фаций становятся господствующими на обширной территории. Ими охвачена вся зона Аджиноурских хребтов до меридиана г. Шемахи на северо-востоке.

Довольно пологий рельеф наклонной равнины способствовал усилению изрезанности береговой линии, а наличие положительных и отрицательных колебательных движений приводило к неоднократному проникновению морских вод далеко вглубь континента по существующим в то время речным долинам. Сказанное подтверждается определением К. М. Султанова (1956) типично морской солоноватоводной фауны в двух песчаных пластах района нижнего течения р. Самур, залегающих в мощной конгломератовой толще.

О положении южных и юго-восточных береговых линий апшеронского бассейна и характере происходивших здесь трансгрессий пока не имеется достаточно данных. Однако, судя по составу и особенностям пород (Дайкенд, Сарыджалар, Кюровдаг и др.), можно констатировать несколько пониженный темп приноса терригенного материала с этой

стороны. Резкое увеличение площади суши в верхнем апшероне происходило не только в результате развития наклонных равнин, но и отчасти за счет осушения мелководно-морской зоны юго-восточного погружения Большого Кавказа, а именно Апшеронского полуострова. В результате этого к концу верхнеапшеронского времени к суше причленились почти вся прибрежно-мелководная площадь Кобыстана и значительная территория северной части Апшеронского полуострова.

Группа островов, наметившаяся в северной зоне Апшеронского полуострова еще со времени среднего апшерона, навсегда слилась с общекавказской сушей. При этом активизировался процесс местного размыва приподнятых участков палеорельефа дна водоема и абразии берегов примыкавшей суши. Низкий рельеф примыкавшей части юго-восточного окончания Большекавказской суши, отличавшейся значительно меньшим темпом поднятия по сравнению с остальной частью Большого Кавказа, так же, как и в среднем апшероне, способствовал ограниченному поступлению обломочного материала в эту часть бассейна. При явной мелководности примыкавшей к суше части бассейна осуществлялся усиленный прогрев морских вод, в которых при незначительном приносе терригенного материала создавались благоприятные условия для пышного расцвета фауны. Последняя, в свою очередь, послужила исходным материалом для образования органогенных и детритусовых известняков, столь характерных для этой зоны седиментации.

Таким образом, из приведенного выше обзора формирования осадков по отдельным структурно-седиментационным зонам вырисовывается общая картина развития верхнеапшеронской регрессии, которая происходила в тесной связи с геологическим развитием областей сноса.

Коренные изменения в тектонической и в палеогеографической обстановках, изменения физико-химических условий и гидрогеологического режима верхнеапшеронского бассейна отразились на органическом мире, его населявшем: появились новые формы, указывающие на повышение солености, ставшей близкой к водам послеапшеронского периода (Султанов, 1956).

Положительные тектонические движения, предшествующие верхнеапшеронскому периоду осадконакопления, обусловили общий подъем не только соседних регионов, являвшихся областями размыва, но и прилегающих к ним участков дна бассейна. Указанные движения привели к значительному изменению структурного плана исследуемой территории, который восстанавливается на основании анализа фаций и мощностей рассматриваемых отложений. Нулевые значения мощности верхнеапшеронских отложений в западной части Апшеронского полуострова и восточном Кобыстане указывают на то, что к этому времени данная территория уже представляла собою область размыва. Сказанное находит подтверждение и в фациальном облике пород.

Наиболее интенсивно прогибавшимися участками являлись восточная часть Кусаро-Дивичинского синклинория (предгорный прогиб), центральная часть Куринской депрессии (Кущи, Малый Харами) и особенно район нижнего течения р. Куры, где мощности накопившихся осадков достигают 500 *м* и более.

Все сказанное о характере и распространении фаций, вместе с учетом состава грубообломочных пород, ассоциаций минералов, и также ориентированность галечного материала в конгломератовых толщах подтверждает мысль о том, что в верхнеапшеронское время основным источником сноса обломочного материала по-прежнему остается мезозойский и третичный комплексы северного и южного склонов Большого Кавказа, северо-восточный склон Малого Кавказа и отчасти Талыш.

Что касается характера среды, в которой происходило формирование рассматриваемых отложений, то, судя по литологическому составу пород, их структурно-текстурным признакам, аутигенным минералам, а также результатам физико-химического исследования пород, она была изменчива как во времени, так и в пространстве (от преимущественно окислительной до восстановительной). Окислительной, так же как и в предыдущие периоды, она была в основном в зонах распространения континентальных, переходных и отчасти прибрежно-мелководных фаций, нейтральной — в мелководной, а восстановительной — в зонах распространения относительно глубоководных фаций.

Изложенный фактический материал дает основание считать, что осадконакопление в верхнеапшеронском бассейне, так же как и в среднем и нижнем, происходило в различных фациальных и геохимических условиях при постоянном прогибании области седиментации, обусловившем большие мощности отложений, что можно объяснить только сочетанием процессов осадконакопления с эпейрогеническими движениями. Иначе говоря, геотектоническое развитие структурно-седиментационных зон в это время находилось в тесной взаимосвязи с развитием питающих провинций и, по образному выражению Д. В. Наливкина, «... это две части одного и того же явления» (1956).

Такова краткая история геологического развития территории Азербайджана в апшеронский век. Для полноты характеристики необходимо остановиться и на климате рассматриваемого времени.

О климате области седиментации апшеронских отложений Азербайджана в литературе имеются довольно противоречивые данные.

А. Л. Ренгард (1936) пришел к заключению, что в апшеронском веке имели место весьма мощные оледенения. Примерно такой же вывод делает В. В. Богачев (1932), который считает, что апшеронская фауна вымерла без остатка в результате общего похолодания или даже оледенения. К. А. Ализаде (1954, стр. 197), характеризуя климатические условия акчагыльского века [1], предшествовавшего апшерону, указывает, что «на севере климат был арктический, на юге — умеренный, на востоке — резко континентальный».

А. А. Ализаде (1938, 1961), останавливаясь на том же вопросе, на основании значительного фактического материала по флоре и фауне, предполагает наличие влажного умеренного климата в Закавказье.

Л. И. Маруашвили (1962), судя по палеонтологическим остаткам, считает маловероятным наличие мощных оледенений в апшеронское время. Климат, по его мнению, был менее теплый, более континентальный и дифференцированный по сравнению с верхним плиоценом, но несколько мягче современного.

В. Г. Завриев (1957), останавливаясь на климате апшеронского века, отмечает мягкость климатических условий этого времени, считая мнение А. Л. Ренгарда о наличии мощного оледенения недостаточно обоснованным фактическими данными.

Как мы полагаем, наиболее вероятным является представление о теплом аридном климате в рассматриваемый период геологического развития территории Азербайджана. Лучшим доказательством подобного заключения служат мощные пласты органогенных и оолитовых известняков, развитых на Апшеронском полуострове и прилегающих районах Кобыстана (отчасти в Прикаспийско-Кубинской области и Прикуринской низменности), а также пестрая окраска глинистых пород, подчас богатых гипсом, широко развитых в Западном Азербайджане.

[1] Имеется в виду акваторий акчагыльского моря.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А. Вулканические пеплы Азербайджана.— Труды Ин-та геологии АН Азерб.ССР, 1947, **13**.
Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, 1949.
Ализаде А. А. Акчагыл Туркменистана, т. 1. Госгеолтехиздат, 1961.
Ализаде К. А. Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд-во АН Азерб.ССР, 1954.
Андрусов Н. И. Апшеронский ярус.— Труды Геол. фонда, новая серия, 1923, вып. 110.
Богачев В. В. Руководящие окаменелости разреза Апшеронского полуострова и прилегающих районов.— Труды Азерб. нефтяного исслед. ин-та, 1932, вып. 4.
Гадиева Т. М. Пирокластические породы апшеронских отложений Апшеронского полуострова.— Докл. АН Азерб.ССР, 1960, **16**, № 12.
Завриев В. Г. Физическая география Азербайджана и его районов. Фонд Ин-та геогр. АН Азерб.ССР, 1957.
Марауш вили Л. И. Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка. Геогр. сб. Геогр. об-ва, СССР, т. 1. Геоморф. и палеогеогр., 1962.
Мехтиев Ш. Ф., Клупт Е. А. К изучению апшеронского яруса на Апшеронском полуострове и в Кабристане.— Изв. Азерб. филиала АН СССР, 1941, № 6.
Наливкин Д. В. Учение о фациях, том. I, II. Изд-во АН СССР, 1956.
Потапов И. И. Апшеронская нефтегазоносная область. Изд-во АН Азерб.ССР, 1954.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. Гостоптехиздат, 1940.
Ренгард А. Л. О возрасте оледенения в горной группе Шахдаг на Юго-Восточном Кавказе.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1936, **15**, вып. 1.
Султанов К. М. Апшеронский ярус Азербайджана. Фонд Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1956.
Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб.ССР, 1952.
Хаин В. Е., Ахмедбейли Ф. С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория.— Материалы по геол. северо-восточного Азербайджана. Изд-во АН Азерб.ССР, 1957.

А. С. Махнач, В. П. Курочка, И. И. Урьев,
Т. А. Шевченко, В. П. Корзун

ЛИТОЛОГИЯ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Припятский прогиб является одной из важнейших тектонических структур западной части Русской платформы. Он граничит на севере с Белорусским массивом и Жлобинской седловиной, на юге — с Украинским щитом, на западе — с Полесской седловиной, на востоке — с Днепровско-Донецкой впадиной (рис. 1).

Кристаллический фундамент на территории Припятского прогиба имеет блоковое строение и залегает на различных глубинах — от 2000 до 5000—6000 *м*. Глубина залегания фундамента в прогибе увеличивается по направлению с запада на восток. На востоке Припятский прогиб отделяется от Днепровско-Донецкой впадины Брагинско-Лоевским поднятием кристаллического фундамента, который залегает здесь на глубине 1200—1500 *м*.

Толща осадочных пород на территории Припятского прогиба достигает большой мощности (до 4—6 тыс. *м*) и имеет довольно сложное строение. В ее составе выделяются отложения позднего докембрия (эокембрия, синия, рифея), девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена. Из всех этих отложений наибольший интерес с научной и практической точек зрения представляют в настоящее время девонские отложения, к которым приурочены промышленные месторождения каменных и калийных солей. На базе последних в районе г. Солигорска сооружаются в настоящее время крупные калийные комбинаты. В девоне Припятского прогиба установлены многочисленные нефтепроявления, а в районе Ельска открыто сравнительно небольшое месторождение нефти. Кроме того, к девонским отложениям этого района приурочены термальные и высокоминерализованные воды и рассолы с промышленным содержанием в них отдельных химических компонентов. Все это усилило в последнее время внимание геологов к изучению девонских отложений Припятского прогиба.

Девонские отложения распространены на территории Припятского прогиба повсеместно и имеют значительные мощности, достигающие в наиболее погруженных частях 2—3 тыс. *м*. В их составе выделяются отложения среднего и верхнего отделов. Средний отдел представлен пярнуским, наровским и лужским горизонтами, имеющими в основном такие же мощности и такую же литолого-петрографическую характеристику, как и на территории смежных районов. Верхний девон прогиба характеризуется очень большими мощностями, сложным строением и специфическим литолого-фациальным обликом слагающих его пород.

В состав верхнего девона центральной и восточной частей Припятского прогиба входят следующие литолого-стратиграфические комплексы отложений: терригенный комплекс нижнещигровского возраста; карбонатный комплекс, в составе которого выделены верхнещигровский, семилукский, петинский, воронежский и евлановский (нижняя часть)

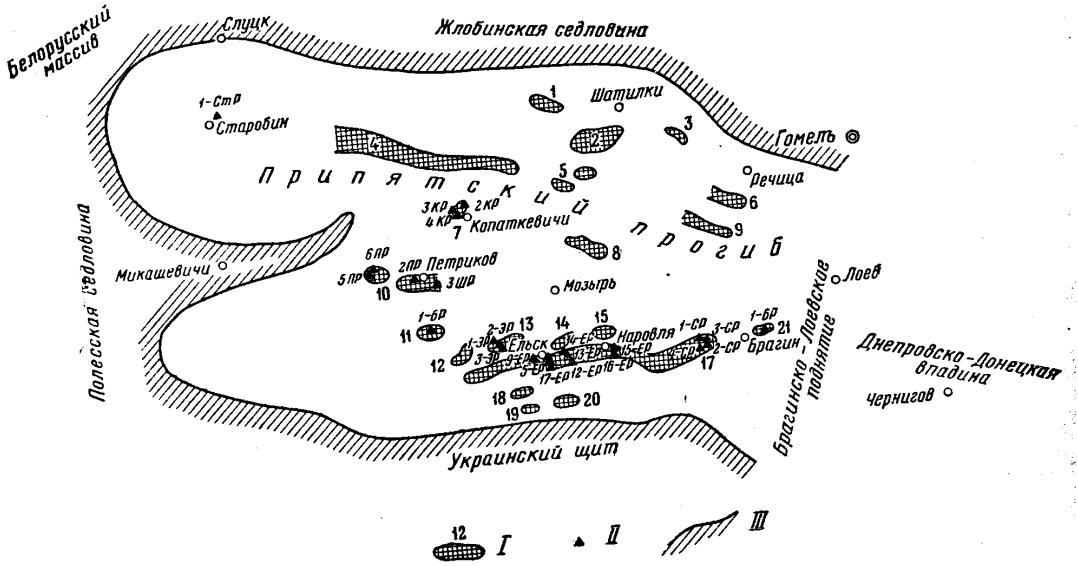


Рис. 1. Схема расположения скважин, вскрывших межсолевые отложения на территории Припятского прогиба

1 — важнейшие структуры, подтвержденные бурением (*1* — Чернинская, *2* — Давыдовская, *3* — Первомайская, *4* — Червонослободская, *5* — Кореневско-Домановичская, *6* — Речицкая, *7* — Копаткевичская, *8* — Дудичская, *9* — Малодушинская, *10* — Петриковско-Шестовичская, *11* — Буйновичская, *12* — Анисимовская, *13* — Заозерная, *14* — Кустовницкая, *15* — Наровлянская, *16* — Ельская, *17* — Стреличевская, *18* — Ново-Руднянская, *19* — Выступовичская, *20* — Восточно-Выступовичская, *21* — Брагинская); *II* — роторные скважины, вскрывшие межсолевые отложения; *III* — ограничения Припятского прогиба

горизонты; нижний солевой комплекс преимущественно ливенского и частично евлановского и задонского возраста; межсолевой комплекс задонско-елецкого возраста; верхний солевой комплекс елецкого и данково-лебедянского возраста; надсолевой терригенно-карбонатный комплекс данково-лебедянского возраста. Верхний девон в западной части Припятского прогиба имеет значительно меньшие мощности и существенно иной разрез, чем в его восточных районах. Здесь отсутствуют нижний солевой и межсолевой комплексы, которые фациально замещены карбонатными отложениями.

Межсолевые отложения занимают важное место в разрезе девонских отложений Припятского прогиба. Их детальное расчленение, сопоставление, литолого-петрографическая и геохимическая характеристики имеют большое значение для решения ряда принципиальных вопросов по геологии и нефтеносности Припятского прогиба. Эти отложения имеют широкое распространение в центральных и восточных частях прогиба, а их стратиграфические аналоги — и в его западных районах. Наиболее типичные и полные разрезы межсолевых отложений и их стратиграфических аналогов известны в районах Ельского, Стреличевского, Брагинского, Заозерного, Петриковского, Шестовичского, Буйновичского, Копаткевичского поднятий, а также в районе Старобина.

Положение комплекса межсолевых отложений в подавляющем большинстве разрезов восточной части прогиба определяется довольно отчетливо между нижней и верхней соленосными толщами. Нижняя соленосная толща Припятского прогиба постепенно переходит (на различных стратиграфических уровнях) в межсолевые отложения. Между типично выраженной нижней соленосной толщей, сложенной в основном галогенными породами, и заведомо межсолевыми отложениями, представленными терригенно-карбонатно-глинистыми образованиями, почти во всех разрезах выделяется глинисто-карбонатно-галогенная пачка с самым различным соотношением карбонатных, глинистых, сульфатных и галогенных пород. Эта пачка относится нами к нижней соленосной толще. Литологическая граница между нижней соленосной и межсолевой толщами на территории прогиба не совпадает со стратиграфической границей между ними, отклоняясь от нее, однако, на сравнительно незначительную величину, равную первым нескольким десяткам метров. Верхняя соленосная толща залегает на различных горизонтах межсолевых отложений, что связано с наличием значительного перерыва в осадконакоплении в период между накоплением межсолевой и верхней соленосной толщи или последующим размывом верхней части межсолевых отложений до различного стратиграфического уровня.

Мощность межсолевых отложений и их стратиграфических аналогов колеблется на территории Припятского прогиба в очень широких пределах. Наибольшей мощности они достигают в южной и центральной частях прогиба: Петриковское поднятие (скважины ПР-5 и ПР-6) — 515—576 *м*, Копаткевичское поднятие (скважины КР-2, КР-3, КР-4) — 343—425 *м*, собственно Ельский участок Ельского вала (скважины ЕР-1, ЕР-5, ЕР-9, ЕР-17) — 430—537 *м*, Наровлянский участок Ельского вала (скважины ЕР-15, ЕР-16) — 418—428 *м*, Ульяновский участок Ельского вала (скважины ЕР-12, ЕР-13, ЕР-14) — 369—419 *м*, Стреличевское поднятие (скважины СР-1, СР-2, СР-3, СР-4) — 317—370 *м*, Заозерное поднятие (скважины ЗР-1, ЗР-2, ЗР-3) — пройденная мощность более 287 *м*, а полная может доходить до 400—500 *м*. На некоторых структурах этой части Припятского прогиба мощность межсолевых отложений заметно уменьшается. Так, в Буйновичах (скв. БНР-1) она равна 208 *м*, в Шестовичах и смежных районах (Шестовичская скважина ШР-1 и Петриковская скважина ПР-2) — 166—201 *м*.

По направлению на восток от центральной части прогиба мощность межсолевых отложений значительно сокращается. Так, в Брагине, расположенном восточнее Стреличева, мощность межсолевых отложений составляет всего около 150 *м*. Мощности аналогов межсолевых отложений на всей площади Брагинско-Лоевского выступа равны, по-видимому 100—150 *м*. Восточнее Брагинско-Лоевского выступа мощности межсолевых отложений заметно увеличиваются в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Так, в Черниговской опорной скв. ЧР-1 она превышает 300 *м*, а еще восточнее — увеличивается до 1000 *м* и более (Голубцов, Махнач, 1961). Резко сокращенную мощность имеют аналоги межсолевых отложений в западной части Припятского прогиба: Старобин (скв. СтР-1) — 75 *м*, Иваново-Огородники — 40 *м*, Рубеж — 31 *м* и др. (Голубцов, Махнач, 1961).

Некоторые исследователи — Р. М. Пистрак, С. В. Тихомиров (1956, 1959), В. К. Голубцов (Голубцов, Махнач, 1961) и др. считают, что в районе Наровлянского поднятия, а также на некоторых других структурах аналоги межсолевых отложений имеют резко сокращенную мощность (100—110 *м*) и представлены в галогенных фациях. Основанием

для такого вывода послужили находки фауны фораминифер задонско-елецкого возраста в карбонатно-глинистых прослоях соленосной толщи Наровли. Однако этот факт может иметь и другое истолкование. Аналоги межсолевых отложений в районе Наровли, по нашему мнению, отсутствуют. Что же касается той части разреза соленосной толщи Наровли, в которой обнаружены задонско-елецкие фораминиферы, то она легко сопоставляется с верхней частью нижней соленосной толщи, имеющей задонско-елецкий возраст, других районов Припятского прогиба (Ельск, Петриков и др.). В северной части прогиба межсолевые отложения выделены условно некоторыми исследователями только в районе Давыдовско-Кореневской структуры. Однако не исключена возможность, что они могут оказаться не межсолевыми отложениями, а сравнительно мощным прослоем в верхней соленосной толще. То же самое относится и к разрезу скв. Р-1 в районе Новой Рудни, которая расположена в южной прибортовой части прогиба.

ВАЖНЕЙШИЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ И ИХ КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Межсолевые отложения на территории Припятского прогиба представлены преимущественно карбонатными, глинисто-карбонатными, глинистыми и терригенными отложениями при резко подчиненном содержании сульфатных, кремнистых и пирокластических пород. В межсолевой толще наблюдаются самые различные количественные соотношения указанных типов пород; в их распределении по площади и по разрезу установлены определенные закономерности.

В межсолевых отложениях Припятского прогиба, в зависимости от их литологического состава и мощностей, выделяется несколько типов разрезов — ельский, стреличевский, заозерный, брагинский, петриковский, шестовичский, копаткевичский, старобинский и черниговский. Можно ожидать, что при последующих работах в некоторых районах прогиба (Новая Рудня — Выступовичи, северо-восточная часть Шатилковской депрессии) будут установлены и другие типы разрезов межсолевой толщи. Выделенные типы разрезов можно объединить в три группы: группа карбонатно-терригенных разрезов (ельский, стреличевский, брагинский и заозерный типы), группа карбонатных разрезов (западно-петриковский, шестовичский, копаткевичский и старобинский типы) и группа вулканогенных разрезов (черниговский и др.).

Группа карбонатно-терригенных типов разрезов

К группе карбонатно-терригенных разрезов относятся ельский, заозерный, стреличевский и брагинский типы.

Ельский тип разреза межсолевой толщи имеет повсеместное распространение на территории Ельского вала. Он вскрыт и пройден на полную мощность многими буровыми скважинами: на собственно Ельском участке — ЕР-1 (глубина 2076—2560 *м*, мощность 484 *м*), ЕР-5 (глубина 2298—2804 *м*, мощность 506 *м*), ЕР-9 (глубина 2212—2624 *м*, мощность 412 *м*), ЕР-17 (глубина 2635—3172 *м*); на Ульяновском участке — ЕР-12 (глубина 2169—2570 *м*, мощность 401 *м*), ЕР-13 (глубина 1984—2342 *м*, мощность 358 *м*), ЕР-14 (глубина 2073—2422 *м*, мощность 349 *м*); на Наровлянском участке — ЕР-15 (глубина 1940—2351 *м*, мощность 411 *м*), ЕР-16 (глубина 2112—2530 *м*, мощность 418 *м*). Кроме того, некоторыми скважинами (ЕР-7, ЕР-10, ЕР-11 и др.) межсолевые отложения вскрыты на различную глубину, но не пройдены на всю мощ-

ность. Приведенные данные показывают, что межсолевые отложения имеют наибольшую мощность на собственно Ельском участке (412—537 *м*), значительно меньшую на Наровлянском участке (411—418 *м*) и еще меньшую на Ульяновском участке (349—401 *м*).

Межсолевые отложения на территории Ельского вала сложены в основном карбонатными, мергелистыми, глинистыми, терригенными и частично сульфатными, кремнистыми и вулканогенными породами. Карбонатные породы представлены известняками и доломитами (от чистых до в различной степени глинистых, а иногда и песчано-алевритовых), а также известняково-доломитовыми породами. Среди доломитов и известняков по структурным и текстурным особенностям, степени карбонатной минерализации и содержанию органических остатков выделяется довольно значительное количество разновидностей. Глинистые породы в различной степени доломитовые, известковистые и известково-доломитовые. Они представлены в основном типичными аргиллитами, реже уплотненными глинами. Мергели также в различной степени известковые, доломитовые, известково-доломитовые, часто песчано-алевритовые и глинистые. Терригенные породы представлены в основном песчаниками и алевролитами, изредка — гравелитами. Среди песчаников выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разности. Обломочный материал терригенных пород цементируется глинистым, мергелистым, известковым и известково-доломитовым веществом. Вулканогенные породы представлены вулканическими туфами, туффитами, а также туфогенными песчаниками, алевролитами и глинами, сульфатные — ангидритами и гипсами, окремнелые — доломитами, мергелями, аргиллитами, вулканогенными глинисто-алевритовыми и глинисто-карбонатными породами.

В распределении типов пород и их разновидностей, в межсолевых отложениях Ельска наблюдаются определенные закономерности. Так, известняки и сульфатные породы приурочены преимущественно к нижней части разреза, доломиты и кремнистые породы — в основном к верхней, терригенные породы (гравелиты, песчаники, алевролиты) — к средней и верхней. Глинисто-мергелистые и вулканогенные породы встречаются по всему разрезу.

В составе межсолевых отложений Ельска выделяется пять свит, каждая из которых соответствует крупному циклу осадконакопления. Нижние четыре свиты развиты во всех разрезах и хорошо сопоставляются между собой. Верхняя часть четвертой свиты в отдельных скважинах на Ульяновском и Наровлянском участках размыта. Отложения пятого цикла известны только в некоторых скважинах (ЕР-1, ЕР-5, ЕР-17 и др.) собственно Ельского участка, где они имеют неполную мощность и размыты до различного стратиграфического уровня.

Наиболее полный и самый типичный разрез межсолевой толщи на территории Ельского вала вскрыт скв. ЕР-17 (рис. 2). Межсолевые отложения в этой скважине имеют мощность 537 *м* (глубина залегания 2635—3172 *м*). В их составе выделяется пять свит отложений, каждая из которых соответствует крупному циклу осадконакопления.

Отложения первого крупного цикла осадконакопления (глинисто-карбонатная свита с преобладающей кальцитовой минерализацией) в скв. ЕР-17 имеют мощность 152 *м* (глубина 3172—3020 *м*). Она сложена в основном известняками, мергелями и карбонатными аргиллитами, с редкими прослоями песчаников, алевролитов и вулканогенных пород. Для известняков, мергелей и аргиллитов характерна преобладающая

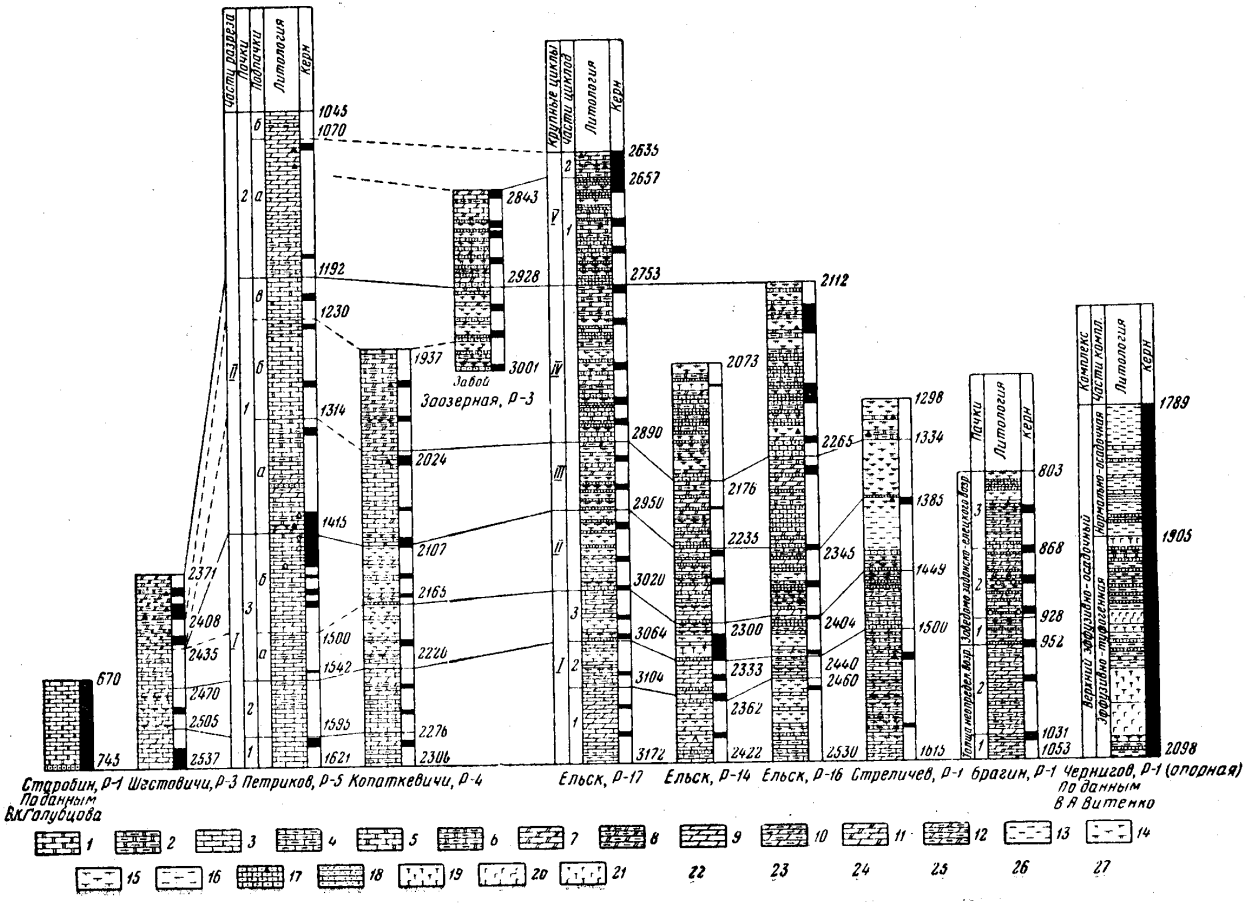


Рис. 2. Схема сопоставления важнейших разрезов межсолевых отложений Припятского прогиба

1 — доломиты; *2* — глинистые доломиты; *3* — известняки; *4* — глинистые известняки; *5* — известняки доломитовые и доломиты известковистые; *6* — известняки доломитовые и доломиты известковые глинистые; *7* — мергели доломитовые; *8* — мергели доломитовые глинистые; *9* — мергели; *10* — мергели глинистые; *11* — мергели известково-доломитовые и доломитово-известковые; *12* — мергели известково-доломитовые и доломитово-известковые глинистые; *13* — аргиллиты, *14* — аргиллиты доломитовые; *15* — аргиллиты известковые; *16* — аргиллиты песчанистые; *17* — песчаники; *18* — алевролиты; *19* — вулканические туфы и туффиты; *20* — эффузивные породы; *21* — эффузивно-туфогенные породы; *22* — окремнение; *23* — ангидритизация; *24* — примесь пирокластического материала в других типах пород; *25* — брекчированность пород; *26* — карбонатные оолиты; *27* — песчанистость пород

кальцитовая минерализация, а также небольшое содержание терригенного материала. В составе свиты выделены три пачки отложений, весьма близких между собой по литологическому составу: мергельно-известняковая (нижняя), глинисто-мергельно-известняковая и глинисто-мергельно-известняковая со значительным содержанием пирокластического материала. Мергельно-известняковая пачка (глубина 3172—3104 *м*, мощность 68 *м*) сложена в основном известняками и мергелями с прослоями карбонатных аргиллитов; глинисто-мергельно-известняковая (глубина 3104—3064 *м*, мощность 40 *м*) — известняками, мергелями и карбонатными аргиллитами; глинисто-мергельно-известняковая со значительным содержанием пирокластического материала (глубина 3064—3020 *м*, мощность 44 *м*) — в основном карбонатными аргиллитами, мергелями и известняками, с прослоями песчаников и алевролитов, со значительным содержанием вулканогенного материала. В нижней части верхней пачки преобладают аргиллиты и известняки, в верхней — мергели и известняки. Для отложений свиты характерна тонкая горизонтальная слоистость, наличие плойчатых и брекчиевидно-конкреционных текстур, высокое содержание рассеянного органического вещества, пирита, битумов. Пирокластический материал отмечен по всему разрезу свиты, хотя его наибольшие концентрации приурочены к нижней пачке.

Отложения второго крупного цикла осадконакопления (карбонатная свита с терригенным материалом и смешанной доломитово-кальцитовой минерализацией) в скв. ЕР-17 имеют мощность 70 *м* (глубина 3020—2950 *м*) и представлены в основном доломитовыми известняками и глинисто-известковистыми доломитами с прослоями известково-доломитовых аргиллитов, мергелей, изредка песчаников. Для отложений этой свиты также характерны тонкая горизонтальная слоистость, плойчатые текстуры, высокое содержание рассеянного органического вещества, растительных остатков, битумов и пирита.

Отложения третьего крупного цикла осадконакопления (песчано-карбонатная свита) в скв. ЕР-17 имеют мощность 60 *м* (глубина 2950—2890 *м*) и подразделяются по литологическим особенностям на две пачки: нижнюю — песчано-глинистую и верхнюю — карбонатно-глинисто-песчанистую. Нижняя пачка (глубина 2950—2912 *м*, мощность 38 *м*) сложена карбонатными аргиллитами с частыми прослоями разнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников и единичными прослоями доломитов; верхняя (глубина 2912—2890 *м*, мощность 22 *м*) — карбонатными аргиллитами с прослоями разнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников, глинистых доломитов и доломитовых мергелей. В аргиллитах, мергелях и глинистых доломитах содержится много рассеянного органического вещества, битумов, растительных остатков, пирита. Карбонатная минерализация всех типов пород преимущественно доломитовая.

Отложения четвертого крупного цикла осадконакопления (песчано-карбонатно-глинистая свита) в скв. ЕР-17 залегают на глубине 2890—2753 *м* (мощность 137 *м*). Для них характерно примерно одинаковое содержание песчаных и глинисто-карбонатных пород. В составе этой свиты выделяются три пачки: нижняя (песчаная), средняя (глинисто-доломитовая) и верхняя (песчано-карбонатная). Нижняя пачка (глубина 2890—2832 *м*, мощность 58 *м*) сложена разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями гравелитов, глинистых доломитов, доломитовых мергелей и карбонатных аргиллитов; средняя (глубина 2832—2800 *м*, мощность 32 *м*) — доломитовыми аргиллитами с прослоями глинистых доломитов, доломитовых мергелей и разнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников; верхняя (глубина 2800—2753 *м*, мощность 47 *м*) — песчаниками, доломитами и доломитовыми мергелями,

с прослоями доломитовых аргиллитов. Карбонатная минерализация всех типов пород преимущественно доломитовая. В породах содержится в значительном количестве рассеянное органическое вещество, битумы, пирит, есть радиолярии и выделения вторичного кремнезема.

Отложения пятого крупного цикла (песчано-гравелитово-глинисто-карбонатная свита) в скв. ЕР-17 залегают на глубине 2753—2625 *м* (мощность 128 *м*) и подразделяются по литологическим особенностям на две подсвиты: нижнюю — песчано-гравелитово-глинисто-карбонатную (глубина 2753—2657 *м*, мощность 96 *м*) и верхнюю — глинисто-карбонатную (глубина 2657—2625 *м*, мощность 32 *м*).

В составе нижней подсвиты выделяются три пачки: нижняя — песчано-гравелитовая, средняя — доломитово-песчаная и верхняя — песчано-гравелитово-алевритовая. Песчано-гравелитовая пачка (глубина 2753—2704 *м*, мощность 49 *м*) представлена разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с прослоями доломитов и аргиллитов; доломитово-песчаная (глубина 2704—2690 *м*, мощность 14 *м*) — доломитами и разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками; песчано-гравелитово-алевритовая (глубина 2690—2657 *м*, мощность 33 *м*) — в основном разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и аргиллитов.

Верхняя — глинисто-карбонатная подсвита (глубина 2657—2635 *м*, мощность 22 *м*) сложена переслаивающимися между собой доломитизированными известняками и окремнелыми доломитами с прослоями доломитовых аргиллитов.

Для отложений пятого крупного цикла характерно наличие значительного количества прослоев песчаников, алевролитов и гравелитов, преимущественно доломитовая минерализация всех типов пород, большое содержание, особенно в аргиллитах, мергелях и доломитах, радиолярий и выделений вторичного кремнезема, представленного халцедоном и опалом.

Заозерный тип разреза межсолевой толщи установлен на Заозерной площади скважинами ЗР-1, ЗР-2 и ЗР-3 (рис. 1 и 2). По литолого-петрографическим особенностям этот тип разреза является разновидностью ельского типа, отличаясь от него характером карбонатной минерализации. Здесь вскрыта только верхняя часть межсолевых отложений, которые сопоставляются с третьим, четвертым и пятым крупными циклами осадконакопления межсолевой толщи Ельска. Отложения пятого цикла пройдены полностью всеми скважинами. Их мощности равны в ЗР-1 — 78 *м* (глубина 2715—2793 *м*), ЗР-2 — 85 *м* (глубина 2883—2968 *м*) и ЗР-3 — 85 *м* (глубина 2843—2928 *м*). Четвертый цикл пройден полностью только в скважине ЗР-1 (глубина 2793—2914 *м*, мощность 121 *м*). Его верхняя часть вскрыта скважинами ЗР-2 (глубина 2968—3005 *м*, пройденная мощность 37 *м*) и ЗР-3 (глубина 2928—3001 *м*, пройденная мощность 73 *м*). Верхняя часть третьего цикла вскрыта только в скв. ЗР-1 (глубина 2914—3002 *м*, пройденная мощность 88 *м*).

Межсолевые отложения в районе Заозерной площади имеют в основном такую же характеристику, как и в верхней части района Ельска. Они сложены преимущественно мергелями (от глинистых до в различной степени известковистых и доломитовых), доломитовыми и известковистыми аргиллитами, известняками, доломитами и разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Окраска пород преимущественно серая; породы обычно плитчатые и тонкослоистые, содержат большое количество рассеянного органического вещества, растительных остатков, битумов, пирита, выделений кремнезема, радиолярий, отмечен

сильно измененный пирокластический материал. Карбонатная минерализация отложений смешанная доломитово-кальцитовая с преобладанием кальцита над доломитом. Этой особенностью межсолевые отложения Заозерной площади существенно отличаются от межсолевых отложений ельского типа разреза и приближаются к породам Западно-Петриковской структуры.

Стреличевский тип разреза межсолевых отложений (рис. 1 и 2) установлен на Стреличевском поднятии (скважины СР-1, СР-2, СР-3 и СР-4), расположенном в восточной части Припятского прогиба. Он отличается от ельского типа разреза межсолевых отложений несколько меньшими мощностями (312—370 *м*), значительно меньшим содержанием песчаных пород и их более мелким гранулометрическим составом, отсутствием гравелитов, слабее выраженной цикличностью осадконакопления. Межсолевые отложения на Стреличевском поднятии залегают без видимого перерыва на породах верхней соленосной толщи, сложенной даже в самой кровле преимущественно каменной солью. Верхняя граница межсолевых отложений в Стреличеве резкая — здесь верхняя соленосная толща ложится на различные горизонты верхней пачки межсолевых отложений. Мощности межсолевых отложений в Стреличеве равны 312—370 *м*: в скв. СР-1 — 317 *м* (глубина 1615—1298 *м*), СР-2 — 370 *м* (1550—1180 *м*), СР-3 — 312 *м* (1560—1248 *м*).

В составе межсолевых отложений Стреличева по литологическим особенностям выделяется три толщи: нижняя — известняково-мергелистая, средняя — известняково-мергелисто-терригенная и верхняя — глинисто-мергелистая. Нижняя и средняя толщи Стреличева соответствуют отложениям первого крупного цикла района Ельска, третья толща — отложениям второго, третьего и нижней части четвертого циклов Ельска. Отложения верхней части четвертого цикла и всего пятого цикла здесь отсутствуют. Разрезы межсолевых отложений скважин СР-1, СР-2, СР-3 и СР-4 близки между собой по литологическим особенностям. В связи с этим здесь приводятся данные только по одному из них — СР-1.

Нижняя (известняково-мергелистая) толща межсолевых отложений скв. СР-1 Стреличева имеет мощность 115 *м* (глубина 1615—1500 *м*). В ее составе выделено шесть мелких циклов, мощность которых (снизу вверх) равна 21, 39, 10, 18, 15 и 12 *м*. В каждом из этих циклов наблюдается закономерное чередование известняков, мергелей и глин. В составе толщи резко преобладают глинистые известняки (48%) и мергели (40%), в значительно меньшем количестве содержатся карбонатные аргиллиты (12%). Для всех типов пород характерна тонкая горизонтальная слоистость, в ряде случаев брекчиевидно-конкреционная текстура, преимущественно кальцитовая минерализация, наличие в значительном количестве рассеянного органического вещества, битумов и пирита, присутствие выделений кремнезема, пирокластического материала (вулканические туфы, туффиты, туфогенные породы), песчано-алевритовой обломочной примеси.

Средняя (известняково-мергелисто-терригенная) толща межсолевых отложений скв. СР-1 Стреличева имеет мощность 51 *м* (глубина 1500—1449 *м*). Данные электрокароттажа показывают, что она сложена в основном такими же породами, как и нижняя толща — глинистыми известняками (43%), мергелями (25%) и известковистыми аргиллитами (12%), отличаясь от нее присутствием песчаников и алевролитов (20%). В составе этой части разреза выделяется три мелких цикла, для которых характерно закономерное чередование указанных выше типов пород.

Верхняя (глинисто-карбонатная) толща межсолевых отложений в скв. СР-1 Стреличева имеет мощность 151 *м* (глубина 1449—1298 *м*).

В ее составе выделяется три мелких цикла осадконакопления, мощность которых равна (снизу вверх) 13,30 и 108 *м*. Основными типами пород толщи являются доломитовые аргиллиты, переходящие на некоторых интервалах в доломитовые мергели (80%), доломиты (12%) и песчано-алевритовые породы (8%). Последние приурочены к нижней части разреза. Карбонатная минерализация всех типов пород преимущественно доломитовая. Для карбонатных и глинисто-мергелистых пород характерна тонкая горизонтальная слоистость, высокое содержание рассеянного органического вещества, растительных остатков, битумов, выделений кремнезема (опала и в различной степени раскристаллизованного халцедона), а также примеси песчано-алевритового обломочного материала.

Брагинский тип разреза межсолевых отложений (рис. 1 и 2) установлен на Брагинско-Лоевском поднятии (скв. БР-1). Особенностью разреза девонских отложений этого района является отсутствие в нем нижней и верхней соленосных толщ, сокращение в мощности по сравнению с другими разрезами всех литолого-стратиграфических единиц, в том числе и межсолевых отложений, выпадение из разреза некоторых горизонтов, значительные литолого-фациальные изменения отложений и почти полное отсутствие в них остатков фауны. Все это вызвало большие трудности в расчленении девонских отложений Брагина и определило неоднозначность их корреляции с другими разрезами.

Между отложениями заведомо верхнещигровского возраста и карбоном в Брагине залегает сравнительно мощная (глубина 1061—803 *м*, мощность 258 *м*) толща пород, врехняя часть которой (952—803 *м*) является аналогом межсолевых отложений, а нижняя (1061—952 *м*) не имеет до настоящего времени определенной возрастной датировки (толща «неопределенного возраста»).

Толща неопределенного возраста в Брагине имеет мощность 109 *м* (глубина 1061—952 *м*). В ее составе выделяются две пачки пород: нижняя и верхняя. Нижняя пачка (глубина 1061—1031 *м*, мощность 30 *м*) сложена в основном известково-доломитовыми, доломитовыми и известковыми мергелями, изредка аргиллитами, с тонкими прослоями и желваками известняка, верхняя (глубина 1031—952 *м*, мощность 79 *м*) — мергелями и глинистыми известняками. Для пород толщи характерна тонкая горизонтальная, часто микроплойчатая слоистоть, плитчатое строение, нередко брекчиевидно-конкреционные текстуры, большое содержание рассеянного органического вещества, растительных остатков, битумов, выделений кремнезема, незначительная примесь обломочного песчано-алевритового материала. Карбонатная минерализация всех типов пород в основном кальцитовая.

Заведомо межсолевые отложения задонско-елецкого возраста выделены в Брагине на глубине 952—803 *м* (мощность 149 *м*). В их составе по литологическим особенностям выделены три пачки отложений: нижняя — мергельно-карбонатная, средняя — песчано-карбонатная и верхняя — мергельно-карбонатная.

Нижняя — мергельно-карбонатная пачка (глубина 952—928 *м*, мощность 24 *м*) межсолевых отложений Брагина сложена мергелями известково-доломитовыми; известняками глинистыми, частично доломитовыми; песчаниками мелкозернистыми и алевролитами кварцево-полевошпатовыми с доломитовым цементом. Резко преобладающим типом пород в пачке являются мергели (65%), подчиненное значение имеют глинистые известняки (24%), а также песчаники и алевролиты (11%). В отложениях пачки выделяется один крупный цикл осадконакопления, в со-

ставе которого отмечено несколько плохо выраженных мелких циклов. Карбонатная минерализация пород различная. Большинство из них (известково-доломитовые мергели) обладают смешанной кальцитово-доломитовой минерализацией, обычно с преобладанием кальцита над доломитом, реже с примерно одинаковым содержанием этих минералов. В меньшем количестве встречаются породы с чисто доломитовой (песчаники и алевролиты с доломитовым цементом) и с почти чисто кальцитовой (слабо доломитизированные известняки) минерализацией. В этой пачке по сравнению с нижележащими частями разреза в значительном количестве содержится обломочный материал, нередко образующий прослои мелкозернистого песчаника и алевролита. Характерной особенностью пород пачки является наличие в ней обломков хлоритизированных эффузивных пород, а также сильно измененного раскристаллизованного вулканического стекла.

Средняя — карбонатно-песчаная пачка межсолевой толщи Брагина имеет мощность 60 *м* (глубина 928—868 *м*). Она состоит из четырех циклов, мощность которых (снизу вверх) равна 12, 7, 19 и 21 *м*. В сложении этой части разреза принимают участие различные типы пород: песчаники кварцево-полевошпатовые, разнозернистые с преобладанием средних и мелких фракций, с известково-доломитовым цементом; аргиллиты известковистые и доломитовые; мергели известковистые, известково-доломитовые и доломитовые; песчаники кварцево-полевошпатовые, разнозернистые, с доломитово-иввестковистым цементом и доломитовые песчанистые известняки с оолитами. Из указанных типов пород резко преобладают мергели (51%), в значительном количестве встречаются известняки (24%), песчаники (19%) и аргиллиты (6%). В этой же части разреза, в отличие от других пачек межсолевой толщи, в значительном количестве присутствуют песчаники и алевролиты. Карбонатная минерализация всех типов пород преимущественно кальцитовая, реже — кальцитово-доломитовая и очень редко (в верхней части) — доломитовая.

Из других особенностей средней пачки следует отметить плитчатое строение и тонкую горизонтальную слоистость; плойчатые и брекчиевидно-конкреционные текстуры известняково-мергельных пород, особенно хорошо выраженные в нижней части пачки; значительное содержание рассеянного органического вещества, растительных остатков, битумов и вторичного кремнезема; присутствие в отдельных прослоях пирокластического материала; наличие известковых оолитов в отдельных прослоях известняка и песчаника.

Верхняя — мергельно-карбонатная пачка межсолевой толщи Брагина имеет мощность 65 *м* (глубина 868—803 *м*). В ее составе выделяются два цикла мощностью в 50 *м* (нижний) и 15 *м* (верхний). Она сложена песчаниками кварцево-полевошпатовыми, разнозернистыми с преобладанием средних и мелких фракций, мергелями известковистыми и доломитовыми, доломитами, известняками, алевролитами, известковистыми и доломитовыми аргиллитами. Из этих типов пород резко преобладающими являются мергели (38%), в значительном количестве содержатся карбонатные аргиллиты и глинистые алевролиты (22%), известняки (20%), разнозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты (19%). Доломиты составляют в разрезе менее 1%. Верхняя пачка межсолевых отложений Брагина по своим литологическим особенностям весьма близка к средней, отличаясь от нее несколько другим процентным содержанием типов пород — песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков. Песчаники встречаются здесь не по всему разрезу, а только в ее нижней и верхней частях. Характер карбонатной минерализации разреза

в основном кальцитовый. Однако доломитовые породы занимают в этой пачке несколько бо́льший удельный вес, чем в средней пачке. Здесь нет оолитовых пород, почти полностью отсутствуют породы с плитчатой текстурой.

Группа карбонатных типов разрезов

В группе карбонатных разрезов межсолевых отложений Припятского прогиба выделено четыре типа: шестовичский — известняково-доломитово-мергельный (сокращенный), копаткевичский — известняково-доломитово-мергельный (полный), западно-петриковский — известняково-мергельный и старобинский — известняково-мергельный (сокращенный).

Шестовичский (известняково-доломитово-мергельный) тип разреза межсолевых отложений (рис. 2) вскрыт и полностью пройден скважинами ПР-2 (Петриков), ШР-3 (Шестовичи) и БНР-1 (Буйновичи). Общим для этого типа разреза межсолевых отложений в указанных скважинах является сравнительно небольшая мощность межсолевых отложений, их близкий литологический состав и довольно отчетливое расчленение разреза на две толщи — нижнюю (известняково-мергельную) и верхнюю (доломитово-мергельную). Мощность нижней толщи равна 102—121 *м*, верхней — 64—92 *м*. Межсолевые отложения залегают здесь на галогенно-кабонатно-глинистой пачке задонско-елецкого возраста, отнесенной к нижней соленосной толще. Она имеет мощность 62—77 *м* и сложена в основном известняками и мергелями, с прослоями карбонатных аргиллитов, галита и ангидрита.

Одним из наиболее типичных разрезов межсолевых отложений Шестовичского типа является скв. ШР-3, которая вскрыла межсолевые отложения на глубине 2537—2371 *м* (мощность 166 *м*). Нижняя (известняково-мергельная) толща межсолевых отложений в этой скважине (глубина 2435—2537 *м*, мощность 102 *м*) сложена в основном известняками (обычно глинистыми) и мергелями (от глинистых до известковистых), с редкими прослоями известковистых аргиллитов. В этой толще часто встречаются брекчиевидно-конкреционные породы, которые состоят из желваков светло-серого известняка, сцементированных глинисто-карбонатной массой. Одной из характерных особенностей пород этой толщи является их тонкая горизонтальная слоистость и плитчатое строение. Выделенные типы пород обычно тонко переслаиваются между собой и сравнительно редко образуют прослои значительной мощности: известняки и известковистые мергели — до 5—10 *м*, иногда 15 *м*; карбонатные аргиллиты и глинистые мергели — до 1—1,5 *м*, иногда 2 *м*. Все типы пород плотные, крепкие, серые и темно-серые. Известняки и мергели сложены в основном пелитоморфным и микрозернистым (частично перекристаллизованным) кальцитом и высокодвупреломляющим глинистым веществом типа гидрослюд. Карбонатная минерализация известняков, мергелей и аргиллитов кальцитовая при полном отсутствии доломита. В мергелях, аргиллитах и частично в известняках нередко встречаются обломочный материал, растительные остатки; в значительном количестве содержатся пирит, рассеянное органическое вещество и битумы.

Нижняя (известняково-мергельная) толща межсолевых отложений в скважинах ПР-2 (глубина 2386—2265 *м*, мощность 121 *м*) и БНР-1 (глубина 1847—1731 *м*, мощность 116 *м*) имеет в основном такую же литологическую характеристику, как и в скв. ШР-3. Отметим только, что в известняках Буйновичей содержится большое количество фауны и водорослей. Некоторые прослои известняков являются типичными органогенными (брахиоподовыми, остракодовыми, фораминиферовыми, водо-

рослевыми). В породах нижней части толщи этого разреза обнаружены обломки вулканического стекла.

Верхняя (доломитово-мергельная) толща межсолевых отложений скв. ШР-3 имеет мощность 64 *м* (глубина 2371—2435 *м*). Она сложена в основном доломитовыми мергелями, реже — глинистыми доломитами с прослоями доломитовых аргиллитов, брекчиевидно-конкреционных пород, а в верхней и нижней частях толщи также известняками. Из текстурных особенностей этой части разреза характерны тонкая горизонтальная макро- и микрослоистость и плитчатое строение. Все типы пород крепкие, плотные, серые и темно-серые. Карбонатная часть мергелей и доломитов представлена полностью доломитом. И только отдельные маломощные прослои известняков в верхней и нижней частях толщи имеют кальцитовую минерализацию. Карбонатные минералы в доломитах, известняках, мергелях и аргиллитах характеризуются пелитоморфной, микрозернистой и мелкозернистой структурой и их неравномерной раскристаллизацией. Все типы пород верхней толщи межсолевых отложений Шестовичей сильно окремнелые и содержат большое количество радиолярий. Кремнезем представлен аморфными (опал) и в различной степени раскристаллизованными (халцедон, изредка вторичный кварц) разностями. В породах верхней толщи межсолевых отложений Шестовичей в большом количестве содержатся битумы, пирит, растительные остатки, рассеянное органическое вещество, встречаются редкие обломочные зерна кварца и полевых шпатов, пирокластический материал.

Примерно такое же строение имеет верхняя (доломитово-мергельная) толща и в скважинах ПР-2 (глубина 2265—2183 *м*, мощность 82 *м*) и БНР-1 (глубина 1731—1639 *м*, мощность 92 *м*).

Межсолевые отложения шестовичского типа расчленены на основании каротажных и литолого-петрографических данных на несколько пачек, сопоставляемых с соответствующими единицами разреза межсолевых отложений Ельска (рис. 2).

Западно-петриковский (известняково-мергельный) разрез межсолевых отложений установлен скважинами ПР-5 и ПР-6 на Западно-Петриковском поднятии. Мощность его в указанных скважинах довольно значительная: в скв. ПР-5 — 576 *м* (глубина 1621—1045 *м*) и в скв. ПР-6 — 515 *м* (глубина 1555—1040 *м*). Характеристика западно-петриковского типа разреза дается в этой работе в основном по материалам скв. ПР-5.

Межсолевые отложения в скважинах ПР-5 и ПР-6 залегают без видимого перерыва на породах галогенно-карбонатно-глинистой пачки задонско-елецкого возраста, которая имеет мощность 58—63 *м* и сложена в основном известняками и мергелями с прослоями известковистых аргиллитов, ангидрита и галита. В составе межсолевых отложений Петрикова выделены две толщи отложений: нижняя и верхняя.

Нижняя толща межсолевых отложений залегает на глубине: в скв. ПР-5 — 1621—1415 *м* (мощность 206 *м*) и в скв. ПР-6 — 1555—1367 *м* (мощность 188 *м*). Она сложена в основном известняками, обычно в различной степени глинистыми, изредка известковистыми мергелями. По всему разрезу содержится большое количество фауны (брахиоподы, остракоды, мшанки и др.) и флоры, отмечено несколько прослоев типичных органогенных известняков. Особенно часто встречаются водоросли, которые в нижней части толщи образуют прослои онколитовых известняков. Для всех типов пород характерны смешанные пелитовые, микро- и мелкозернистые структуры, общий облик которых сильно усложняется существенной их перекристаллизацией. Карбонатная минерализация известняков и мергелей в основном кальцитовая и только частично доломитовая. Песчано-алевритовый обломочный материал

встречается в единичных образцах (не более 5—10%). Характерной особенностью известняков, особенно в нижней части разреза, является их брекчиевидно-конкреционное строение и плойчатые текстуры, усложненные в ряде случаев мелкими нарушениями, смятиями и разрывами слоев.

Верхняя толща межсолевых отложений на Западно-Петриковской площади имеет мощность свыше 300 *м*: в скв. ПР-6 — 327 *м* (глубина 1367—1040 *м*) и в ПР-5 — 370 *м* (глубина 1415—1045 *м*). Она сложена у самого основания ангидритами и ангидрито-карбонатными породами, выше — карбонатными и карбонатно-глинистыми. Среди последних выделены известняки глинистые бездоломитовые, известняки в различной степени доломитовые и доломитистые, доломиты известковистые, мергели, карбонатные аргиллиты. Для пород верхней толщи характерно плитчатое строение и тонкая горизонтальная слоистость, присутствие тонкорассеянного органического вещества, битумов, растительных остатков, пирита, значительное содержание фауны (брахиоподы, остракоды, мшанки, и др.), присутствие радиолярий, хорошо выражено окремнение пород. В отличие от нижней толщи, здесь содержатся прослои доломитов, а известняки, мергели и аргиллиты также являются более доломитизированными.

Расчленение межсолевых отложений западно-петриковского типа на более мелкие единицы (пачки, подпачки) по скв. ПР-6 и их сопоставление с другими разрезами дано на рис. 2.

Копаткевичский тип разреза межсолевых отложений установлен на Копаткевичской структуре, где он полностью пройден тремя роторными скважинами (КР-2, КР-3, КР-4). Этот разрез по литологическим особенностям и мощностям является промежуточным между шестовичским и западно-петриковским. В его составе выделено две толщи: нижняя (известняково-мергельная) и верхняя (доломитово-мергельная).

Нижняя толща межсолевых отложений Копаткевичей залегает на галогенно-карбонатно-глинистой пачке (верхи нижней соленосной толщи) задонско-елецкого возраста. Мощность ее равна 174—194 *м*: в скв. КР-2—194 *м* (глубина 2603—2797 *м*), КР-3 — 174 *м* (глубина 2274—2448 *м*) и КР-4 — 193 *м* (глубина 2107—2300 *м*). Она имеет в основном такое же строение, как в Петрикове и Шестовичах и сложена известняками и мергелями с прослоями известковистых аргиллитов. Для отложений толщи характерна тонкая горизонтальная слоистость, брекчиевидно-конкреционные структуры, плитчатое строение, преимущественно кальцитовая минерализация, высокое содержание расеянного органического вещества, растительных остатков, битумов, пирита, фауны (брахиопод, пелеципод, остракод, фораминифер и др.) и спор.

Верхняя толща межсолевых отложений в Копаткевичах имеет различную мощность, что связано с размывом ее верхней части. Мощность ее равна 171—231 *м*: в скв. КР-2 — 231 *м* (глубина 2372—2603 *м*), КР-3 — 169 *м* (2105—2274 *м*) и КР-4 — 170 *м* (глубина 1937—2107 *м*). Эта толща имеет в основном такую же характеристику, как в ельском, заозерном и других разрезах, отличаясь от них бо́льшим содержанием известковых пород. Она сложена в основном доломитовыми мергелями, доломитами и доломитовыми аргиллитами с прослоями известняков, известковистых и известково-доломитовых мергелей и аргиллитов. Все типы пород серые и темно-серые, плотные, крепкие, тонкослоистые, с большим содержанием рассеянного органического вещества, битумов, пирита, кремнезема, радиолярий. В отдельных прослоях обнаружен сильно измененный пирокластический материал.

Старобинский тип разреза задонско-елецкого возраста (аналоги межсолевых отложений) установлен в северо-западной части Припятского

прогиба (Старобин, Ляховичи, Слуцк, Копцевичи, Хоростов, Рубеж и др.), где мощность его колеблется от 30—40 *м* до 100—130 *м* (Фурсенко, 1953—1955, 1957; Голубцов и Махнач, 1961; Брунс, 1955, 1956, 1957).

Задонско-елецкие отложения в северо-западной части прогиба залегают (без перерыва) на гипсоносных породах ливенского горизонта. Разрез этих отложений начинается обычно (Фурсенко, 1957; Голубцов и Махнач, 1961) прослоем в (0,3—1,0 *м*) мелкозернистого песчаника и алевролита серых и зеленовато-серых, кварцево-полевошпатовых, с карбонатным цементом. Выше (3—5 *м*) залегают зеленовато-серые песчано-алевритовые известковистые глины и мергели. Основная часть резреза задонско-елецкого горизонта северо-западной части Припятского прогиба сложена известняками и мергелями с прослоями глин. Известняки серые и светло-серые, зеленовато-серые и бурые, часто глинистые, иногда в различной степени доломитовые, нередко брекчиевидно-конкреционные, в отдельных прослоях органогенные. Глины зеленовато-серые, известковистые. Мергели характеризуются различным соотношением карбонатных и глинистых компонентов. Карбонатная минерализация пород разреза в основном кальцитовая. Вверх по разрезу наблюдается усиление доломитовой минерализации. Во всех типах пород, особенно, в известняках, содержится большое количество фауны (брахиоподы и др.) задонско-елецкого возраста, хорошо изученной А. В. Фурсенко (1955, 1957).

Группа вулканогенных типов разрезов

Вулканогенные разрезы межсолевых отложений, как и всего девона, широко развиты в северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Из них наиболее типичным является разрез Черниговской опорной скважины. В этом разрезе пройдена, по данным В. А. Витенко (1958, 1960), И. С. Усенко (1954), Л. Г. Бернадской (1959) и Ф. Е. Лапчик 1954) мощная (1160 *м*, глубина 2747—1587 *м*) толща вулканогенно-осадочных пород, залегающая на кристаллическом фундаменте и перекрываемая нижним карбоном. Она сложена эффузивными, пирокластическими, туфогенными и нормально-осадочными породами, часто переслаивающимися между собой. Эффузивные породы, образующие несколько десятков покровов различной мощности, являются производными основной магмы (базальты, реже — диабазы, трахидолериты, порфириты и др.). Пирокластические породы представлены вулканическими туфами и туффитами, нормально-осадочные — аргиллитами, доломитами, известняками, мергелями, песчаниками и алевролитами.

Большинство исследователей, изучавших черниговский разрез (Витенко, 1958, 1960 и др.), выделяют в составе вулканогенно-осадочной толщи четыре комплекса: нижний эффузивно-осадочный (глубина 2747—2525 *м*, мощность 222 *м*), нижний эффузивно-пирокристаллический (глубина 2525—2098 *м*, мощность 427 *м*), верхний эффузивно-осадочный (глубина 2098—1789 *м*, мощность 309 *м*), верхний эффузивно-пирокристаллический (глубина 1789—1587 *м*). Из них нижние два комплекса отнесены к франскому ярусу верхнего девона, третий — к задонско-елецкому и четвертый — к данково-лебедянскому горизонту.

Верхний эффузивно-осадочный комплекс, отнесенный к задонско-елецкому горизонту (аналоги межсолевых отложений Припятского прогиба), имеет мощность 309 *м* (глубина 2098—1789 *м*) и отчетливо двучленное строение. Нижняя (туфогенная) часть комплекса (глубина 2098—1905 *м*, мощность 193 *м*) представлена чередующимися между собой темно-серыми аргиллитами, доломитами, песчаниками, сильно

измененными вулканическими туфами и туффитами и эффузивными породами. Аргиллиты имеют темно-серую окраску, они обычно карбонатные, доломиты — также темно-серые, плотные, крепкие, нередко глинистые. Вулканические туфы и туффиты характеризуются различной структурой, они сильно измененные (хлоритизированные и карбонатизированные, часто окремнелые), различной окраски (темно-серые, зеленые, зеленовато-серые, красноцветные). Верхняя (нормально-осадочная) часть комплекса сложена в основном темно-серыми аргиллитами с редкими прослоями мергелей, доломитов, известняков и песчано-алевролитовых пород. В отложениях этой части разреза встречаются битумы, здесь обнаружены остракоды, споры и другие органические остатки верхнедевонского возраста (Витенко, 1958, 1960).

Недалеко от Чернигова, в районе Анисовки, вскрыта под отложениями нижнего карбона вулканогенная девонская толща, пройденная мощность которой превышает 920 *м*. Поднятый из этой скважины керн сложен сильно измененными основными эффузивными породами, которые полностью потеряли свой первичный облик. В большинстве случаев они превратились в кремнистые, кремнисто-карбонатные и кремнисто-карбонатно-эффузивные породы. Задонско-елецкие отложения в этом разрезе имеют, по-видимому, такую же характеристику, как и в Чернигове.

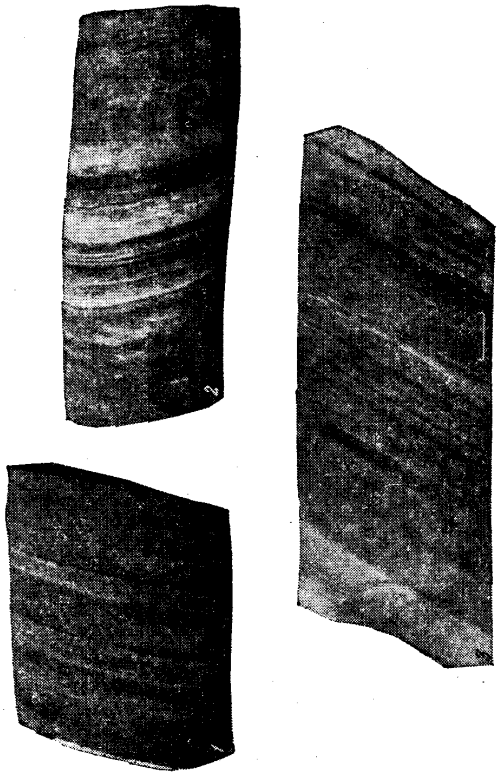
Скважинами Р-5 и Р-6 у сел. Олишевка, расположенного на значительном удалении от Чернигова, вскрыта толща эффузивных и туфогенно-осадочных пород, в составе которой выделяются две свиты — нижняя (туфогенно-осадочная) и верхняя — эффузивная. Верхняя (эффузивная) толща Олишевки, сопоставляемая с верхним эффузивно-пирокластическим комплексом Чернигова, сложена в различной степени измененными (хлоритизированными, карбонатизированными, частично цеолитизированными и окремнелыми) эффузивными породами (базальтами, диабазами, порфиритами), с прослоями сильно измененных, частично окремнелых вулканических туфов, туффитов, туфогенных песчаников, туфолав и туфобрекчий. Нижняя (туфогенно-осадочная) свита, сопоставляемая с верхним туфогенно-осадочным комплексом Чернигова задонско-елецкого возраста, сложена в основном нормально-осадочными терригенными породами, среди которых преобладают резко разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых и даже гравелитовых) песчаники кварцево-полевошпатового состава с карбонатным цементом, реже встречаются алевролиты. Среди нормально-осадочных пород часто встречаются вулканические туфы, туффиты и туфогенные породы различной структуры (от пелитовых до псаммитовых и псефитовых). Туфы и туффиты сильно изменены, обычно хлоритизированы и карбонатизированы, частично окремнелые. Они состоят из обломков эффузивных пород, вулканического стекла основного состава и частично нормально-осадочного материала, представленного в основном кварцем и полевыми шпатами.

НАИБОЛЕЕ ТИПИЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для пород межсолевой толщи характерен ряд специфических текстур, позволяющих уверенно выделять эти отложения в разрезах девона. Важнейшей из них является тонкая горизонтальная слоистость, характерная в основном для верхней части межсолевой толщи (табл. I, *1*). Она обусловлена чередованием серых и более светлых прослойков, измеряемых от долей до нескольких миллиметров. Микроскопические исследования показывают, что светлые прослойки слагаются пелитоморфным кремнеземом и ромбовидными новообразованиями доломита. Не-

редко к этим прослойкам приурочены радиолярии. Более темные прослойки слагаются тонкодисперсным низкодвупреломляющим глинистым веществом, окремненным в различной степени, и пелитоморфным и микрозернистым карбонатом (главным образом доломитом). Нередко к более темным прослойкам приурочены обуглившиеся растительные остатки или битумы, а также новообразования пирита.

Таблица I



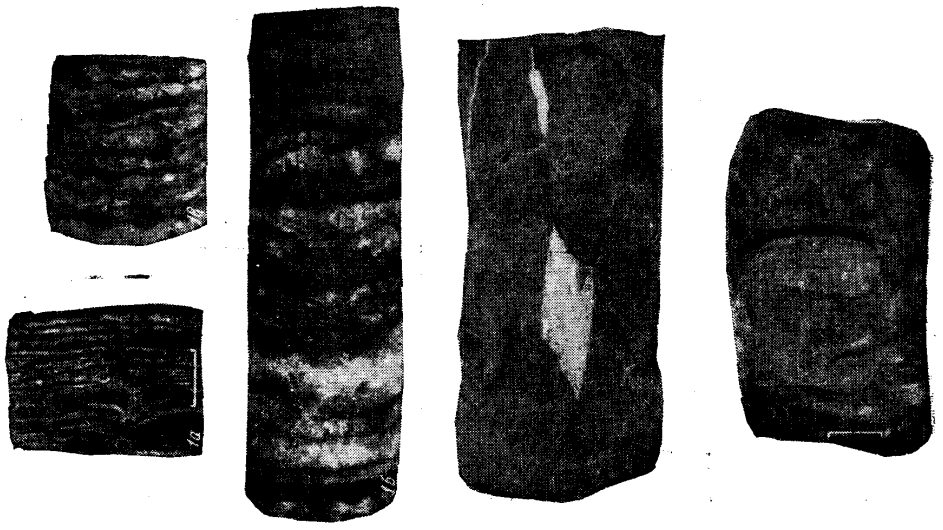
1 — тонкая горизонтальная слоистость в породах межсолевой толщи. Верхняя часть толщи, доломитовый мергель, Ельск, скв. ЕР-17, глубина 2659—2662 *м*; *2* — нижняя часть толщи, доломитовый известняк, Ельск, скв. ЕР-17, глубина 3016—3020 *м*; *3* — аналоги межсолевой толщи, Брагин, скв. БР-1, глубина 889—898 *м*

В доломитах и глинистых доломитах светлые прослойки обычно преобладают над более темными или находятся примерно в одинаковом соотношении. В мергелях и доломитовых мергелях светлые прослои имеют подчиненное значение.

Наиболее четкая горизонтальная слоистость проявляется в более глинистых разностях доломитовых пород. В доломитах тонкая горизонтальная слоистость претерпела в некоторой степени изменение в процессе эпигенеза. Эти изменения выражаются лишь в том, что горизонтальные слойки имеют местами прерывистый характер. Первичный облик тонкой горизонтальной слоистости прекрасно сохранился, несмотря на то, что породы, характеризующиеся этой текстурной особенностью, подверглись интенсивным эпигенетическим изменениям.

Тонкая горизонтальная слоистость указывает на относительно спокойную гидродинамическую обстановку бассейна в конце периода накопления верхней части межсолевой толщи. Такая обстановка могла быть свойственна полузамкнутому мелководному бассейну.

Таблица II



1 — горизонтально-слоистые сильно измененные текстуры межсолевой толщи; *а* — горизонтально-прерывистая слоистость в известковистом аргиллите из нижней части толщи, Стреличев, скв. СР-2, глубина 1399—1402 *м*, *б* — вторичные стяжения микрозернистого светло-серого известняка в темно-сером известковом аргиллите. Ельск, скв. ЕР-17, глубина 3058 — 3061 *м*, *в* — желваковидное строение известняка, Ельск, скв. ЕР-17, глубина 3092—3093 *м*; *2* — брекчиевидные текстуры межсолевой толщи: *а* — тектоническая трещиноватость в доломитовом известняке аналогов межсолевой толщи Брагина (скв. БР-1, глубина 831—838 *м*), *б* — тектоническая брекчия из аналогов межсолевой толщи Брагина (скв. БР-1, глубина 867—873 *м*)

Тонкая горизонтальная слоистость, первичный облик которой не претерпел сколько-нибудь заметных изменений в результате эпигенетических преобразований, характерна и для нижней части межсолевой толщи (табл. I, *2*). Однако здесь она встречается редко и характеризует лишь маломощные пачки (до 10—20 *см*). Кроме того, прослои, обусловливающие тонкую горизонтальную слоистость, имеют здесь несколько иную природу. В одном случае темные прослойки слагаются тонкодисперсным глинистым веществом, нередко пропитанным гидроокислами железа (табл. I, *3*). Светлые прослойки представлены в этом случае микрозернистым, частично пелитоморфным доломитизированным известняком. В другом случае светлые прослойки слагаются обломочным материалом алевритовой размерности. Цементирующая их карбонатная масса претерпела более интенсивную перекристаллизацию, чем на тех участках, где отсутствует обломочный материал. Таким образом, тонкая горизонтальная слоистость может быть обусловлена неоднородной перекристаллизацией пелитоморфной карбонатной массы в резуль-

тате неравномерного распределения обломочного материала. В этом случае процессы эпигенеза лишь усиливают или придают контрастность первоначальному облику тонкой горизонтальной слоистости.

Для нижней части межсолевой толщи весьма характерна тонкая горизонтально-прерывистая слоистость (табл. II, *1а*). Последняя обусловлена наличием в темно-сером аргиллите или мергеле светло-серых прерывистых прослоев, измеряемых от долей миллиметра до 2 *мм*. Под микроскопом видно, что эти прослойки представлены туфогенным материалом и микрозернистым кальцитом. Надо полагать, что скопления туфогенного материала в виде тонких прослойков послужили теми центрами, вокруг которых в эпигенезе происходили наиболее интенсивная перекристаллизация и перераспределение пелитоморфной карбонатной массы. Здесь, как и в предыдущем случае, первоначальный облик тонкой горизонтальной слоистости усиливается эпигенетическими процессами.

Своеобразная линзовидная и пологоволнистая текстура (табл. II *1б*; *1в*), возникшая в результате вторичного преобразования пород, характерна для нижней части межсолевой толщи. Здесь среди темной известковистой глины или мергеля наблюдаются линзовидные стяжения или прослойки весьма непостоянной мощности светло-серого пелитоморфного и микрозернистого известняка. Прослойки имеют нередко желваковидное строение. В разрезах отдельных скважин можно проследить как пологоволнистые, непостоянной мощности прослойки светло-серого известняка сменяются в темно-серой известковистой глине прерывистыми прослойками линзовидного облика и затем переходят в округлые и овальные желваки. Образование таких текстур началось, по-видимому, еще в стадию диагенеза и закончилось в эпигенезе. На формирование этих текстур существенное значение оказали тектонические движения.

Скважина в Брагине вскрыла аналоги межсолевой толщи в зоне сочленения (разрывного типа) Стреличевского и Брагинского поднятий. Поэтому здесь в межсолевой толще появляются характерные только для этого участка своеобразные текстуры. К ним относятся тектоническая трещиноватость (табл, II, *2а*) и брекчированность (табл. II, *2б*). По трещинам наблюдаются белые или светло-серые новообразования кальцита.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Терригенные породы имеют широкое распространение в девонских отложениях Припятского прогиба. Во всех скважинах Ельской и Заозерной площадей они составляют примерно 20—30% от всего разреза, образуя прослои различной мощности алевролитов, песчаников, а иногда и гравелитов. По направлению на восток (Стреличев, Брагин, Чернигов) и особенно на запад (Петриков, Буйновичи, Копаткевичи) количество терригенного материала в разрезе значительно уменьшается. В межсолевых отложения Петрикова, Шестовичей, Копаткевичей, Буйновичей и их аналогах в Старобине прослои терригенных пород практически отсутствуют. Количество терригенного материала в межсолевых отложениях увеличивается по направлению на юг от Ельска в сторону Украинского массива, который был в то время основным источником сноса.

Обломочный материал песчано-алевритовой размерности образует не только самостоятельные прослои терригенных пород в межсолевой толще, но встречается в различных количествах в виде примеси в аргиллитах, мергелях, а нередко в известняках и доломитах. Им существенно обогащены аргиллиты, мергели, известняки и доломиты в Ельске, Заозерной, Стреличеве и Брагине. В значительно меньшем количестве они встречаются в этих же типах пород в Петрикове, Шестовичах, Буйновичах и Копаткевичах.

Терригенный материал в виде самостоятельных прослоев и примеси в других породах приурочен преимущественно к средней (Стреличев, Брагин, Наровлянский участок Ельской структуры), а в районе Ульяновского и Ельского участков Ельского вала и Заозерной площади — и к верхним частям межсолевых отложений. Нижняя часть разреза почти во всех скважинах, за исключением скважины ЕР-17 района Ельска и некоторых других, практически не содержит прослоев терригенных пород.

Среди терригенных пород межсолевых отложений Припятского прогиба выделены аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и самые различные переходные между ними разновидности. Все они хорошо выражены на кривых распределения (рис. 3—6).

Глинистые породы (рис. 3) характеризуются высоким содержанием (60—100%) глинистых (<0,01 *мм*) частиц. В ряде случаев они содержат некоторую примесь алевритовых и песчаных зерен.

В алевритовых породах (рис. 4), обр. ЕР16-23, ЗР-14д) [1] отчетливый максимум падает на фракцию 0,01—0,10 *мм*, содержание которой равно 50—70%. В значительном количестве (до 20—25%) содержатся в них глинистые и мелкопесчаные частицы.

Мелкозернистые песчаники (рис. 4, обр. ЕР12-6г, ЕР1-П1, ЗР2-П0) характеризуются хорошо выраженным максимумом, падающим на фракции 0,10—0,25 *мм*. В них содержатся в различном количестве алевритовые и среднепесчаные зерна.

Крупнозернистые песчаники (рис. 4, ЕР9-П) являются, как правило, резко разнозернистыми, они содержат значительное количество средне- и мелкопесчаного, а также алевритового и глинистого материала. Максимум, падающий на фракцию 0,5—1,0 *мм*, выражен слабо (30—40%). Такой же примерно характер носят среднезернистые песчаники и гравелиты. Однако среди последних встречаются образцы (рис. 4, обр. ЕР15-3) с отчетливо выраженным максимумом (60%), падающим на фракции >1,0 *мм*.

Кроме основных выделенных типов пород с отчетливо выраженным максимумом для той или другой фракции, в межсолевых отложениях встречается значительное количество резко разнозернистых пород, среди которых выделено два основных типа. Для первого из них характерны одногорбые кривые. Однако максимум у них соответствует не одной, а двум, а иногда и трем фракциям (рис. 5). К нему относятся глинисто-алевритовые, глинисто-алевритово-мелкопесчаные, алевритово-мелкопесчаные, мелко- и среднепесчаные, средне- и крупнопесчаные породы. Другой тип разнозернистых пород имеет двугорбые кривые распределения с небольшим максимумом, падающим на глинистые и мелкопесчаные фракции (рис. 6, обр. ЕР9-П4, ЕР5-П1). Некоторые из них содержат примерно одинаковое количество всех фракций гранулометрического анализа, начиная от самых мелких (<0,01 *мм*) и кончая самыми крупными.

[1] Вторые цифры — номер анализированного образца.

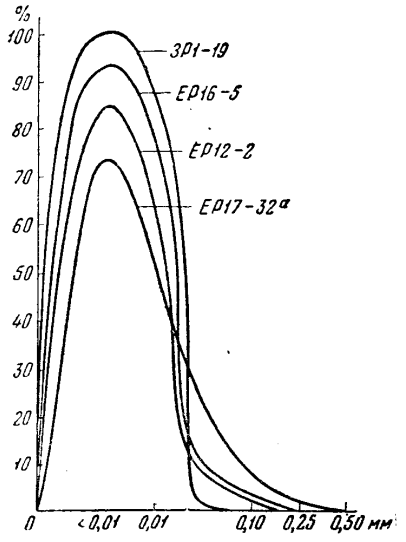


Рис. 3. Кривые распределения глинистых пород межсолевой толщи Припятского прогиба

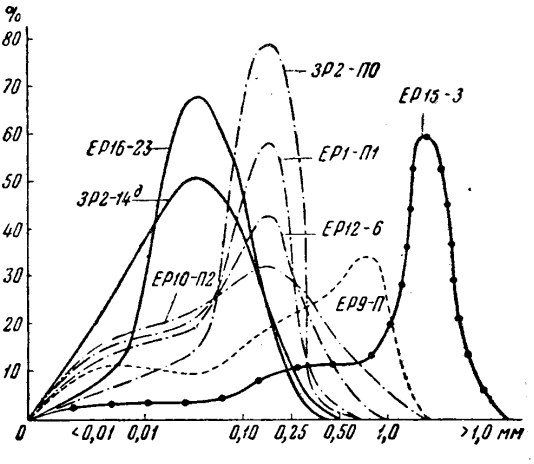


Рис. 4. Кривые распределния алевритовых, песчаных и гравелитовых пород межсолевой толщи Припятского прогиба

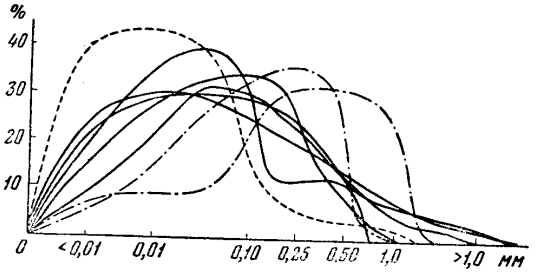


Рис. 5. Кривые распределения разнозернистых терригенных пород межсолевой толщи Припятского прогиба

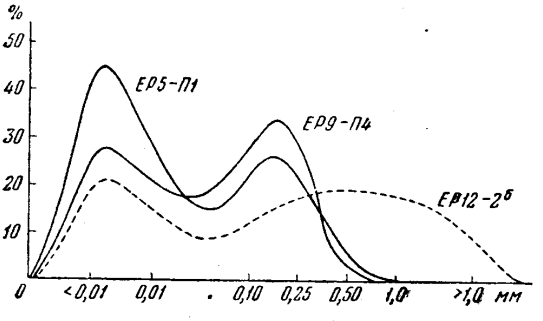


Рис. 6. Кривые распределения резко разнозернистых терригенных пород межсолевой толщи Припятского прогиба

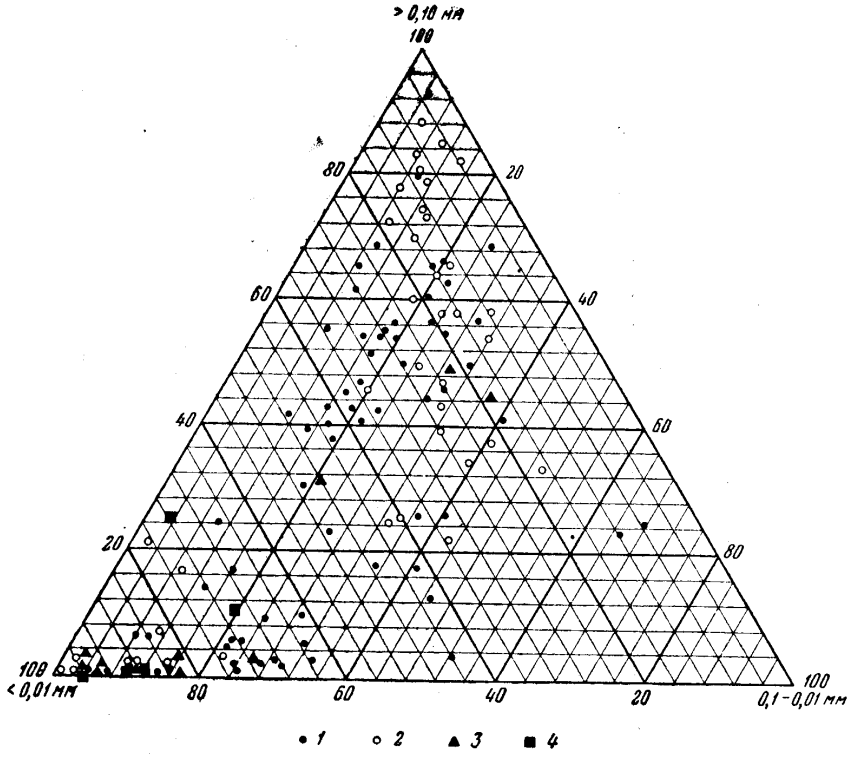


Рис. 7. Треугольная диаграмма гранулометрического состава терригенных пород межсолевых отложений Припятского прогиба

1 — образцы из скважин района Ельска (ЕР-1, ЕР-5, ЕР-8, ЕР-9, ЕР-10, ЕР-11, ЕР-12, ЕР-15, ЕР-16, ЕР-17); *2* — образцы из скважин Заозерной (ЗР-1, ЗР-2, ЗР-3); *3* — образцы из скважин Брагина (БР-1) и Стреличева (СР-1, СР-2); *4* — образцы из скважин Петрикова (ПР-5) и Буйновичей (БиР-1)

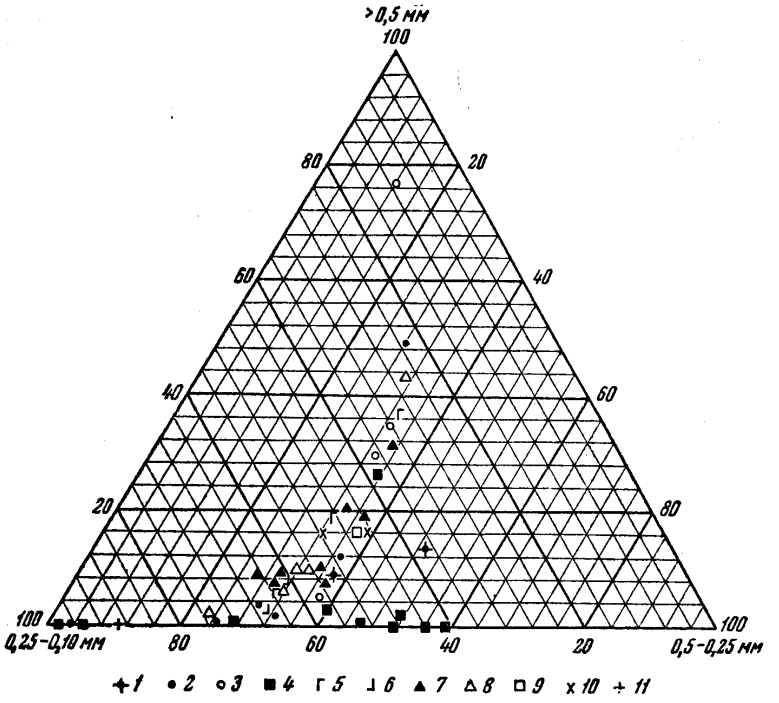


Рис. 8. Треугольная диаграмма гранулометрического состава песчаной фракции (>0,10 *мм*) терригенных пород межсолевых отложений Припятского прогиба

1 — образцы из скважин Брагина; *2—11* — образцы из скважин Ельска: *2* — ЕР-12; *3* — ЕР-15; *4* — ЕР-16; *5* — ЕР-17; *6* — ЕР-5; *7* — ЕР-8; *8* — ЕР-9; *9* — ЕР-11; *10* — ЕР-10; *11* — ЕР-1

Характерной особенностью обломочного материала межсолевых отложений Припятского прогиба является его неотсортированность, что видно из приведенных выше кривых распределения для важнейших типов пород (рис. 3—6). Эта же особенность хорошо выражена и на треугольных диаграммах (рис. 7, 8). На первой из них (рис. 7) нанесены образцы по результатам полного гранулометрического анализа. Их подавляющая часть расположена в средине диаграммы и только некоторые тяготеют к вершинам треугольника. Все это свидетельствует о разнозернистости и неотсортированности анализированных образцов. На другой треугольной диаграмме (рис. 8) нанесены результаты гранулометрического состава только песчаных фракций (>0,1 *мм*), для которых также характерна разнозернистость. По своему составу они являются в основном мелко- и среднезернистыми и расположены в средней части основания треугольника, соединяющего его вершины 0,10—0,25 *мм* и 0,25—0,50 *мм*.

Обломочный материал межсолевых отложений является неокатанным или слабоокатанным. Большая часть зерен остроугольная и округло-угловатая. Разнозернистость и неокатанность обломочного материала терригенных и других типов пород наиболее отчетливо выражена в районе Ельска. По направлению на восток и запад от Ельска она значительно уменьшается.

При анализе гранулометрического состава, а также степени окатанности и отсортированности обломочного материала межсолевых отложений Припятского прогиба необходимо учитывать чрезвычайно сильные вторичные изменения всех типов пород, в том числе и терригенных. Многие зерна кварца и полевых шпатов сильно корродированы, а часто и полностью съедены материалом карбонатного цемента, сохранив лишь свою первоначальную форму. Есть основание считать, что некоторые маломощные прослои терригенных пород межсолевой толщи полностью замещены карбонатными минералами.

Терригенные породы межсолевой толщи Припятского прогиба по своему минералогическому составу являются кварцево-полевошпатовыми, существенно глинистыми. Обломочный материал в них крепко сцементирован карбонатными минералами, что существенно снижает коллекторские свойства терригенных пород. Среди терригенных пород межсолевой толщи встречаются прослои и гнезда песчаников и алевролитов, которые сравнительно слабо сцементированы и содержат в составе цемента незначительное количество карбонатного материала. Такого типа терригенные породы обладают удовлетворительными коллекторскими свойствами. При прочих благоприятных условиях они могут быть вместилищем нефти. Однако в силу ограниченного распространения этих пород в межсолевой толще к ним могут быть приурочены лишь сравнительно мелкие месторождения нефти.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ

Изучение минералогического состава терригенных компонентов гравелитовых, песчано-алевритовых, глинисто-мергельных и туффитовых пород проводилось нами по скважинам Брагинского, Стреличевского, Ельского, Заозерного, Петриковского и Буйновичского поднятий. Полученные в результате этих исследований материалы показывают, что комплекс минералов легкой и тяжелой фракции межсолевых отложений является сравнительно постоянным для всей площади Припятского прогиба, хотя для отдельных районов и наблюдаются значительные

изменения количественного соотношения отдельных минералов и их типоморфных особенностей.

В тяжелой фракции межсолевых отложений Припятского прогиба установлены следующие минералы: магнетит, ильменит, лейкоксен, пирит, гематит, лимонит, турмалин, гранаты, апатит, анатаз, циркон, эпидот, цоизит, клиноцоизит, ставролит, рутил, силлиманит, сфен, дистен, пироксены, амфиболы, измененные титанистые минералы, глауконит, мусковит, биотит, хлорит и др. Ассоциации тяжелых минералов из нижней и верхней толщ межсолевых отложений имеют довольно существенные различия.

Для нижней толщи межсолевых отложений (два нижние цикла и их аналоги) коррелятивными минералами являются магнетит (6,3%), ильменит (до 44,4%), гранаты (до 56%), эпидот (до 68,7%), биотит-хлорит (до 57,4%), мусковит (до 52%), силлиманит и флюорит. Остальные минералы (циркон, турмалин, анатаз, ставролит, рутил, измененные титанистые минералы и др.) встречаются здесь в таких же количествах, как и в верхней толще межсолевых отложений, но отличаются от последних некоторыми своими типоморфными особенностями.

Цирконы нижней толщи межсолевых отложений представлены бесцветными и окрашенными (бурыми и розоватыми) зернами. Для них характерна бипирамидальная призматическая и яйцевидная форма. В отдельных зернах циркона наблюдается неравномерное развитие граней. Часть зерен имеет сглаженные бипирамидальные верхушки. В зернах циркона наблюдаются включения других минералов и пузырьков газа. Для зерен турмалина характерна различная окраска (синяя, желто-бурая, оранжевая, коричневая, зеленая), сильный плеохроизм, хорошая окатанность и включения других минералов. Анатаз представлен прозрачными зернами пирамидальной формы. Зерна ставролита окрашены в желтый цвет, сохраняющийся и при скрещенных николях; они имеют нередко ступеньки роста. Рутил образует зерна удлиненной призматической и неправильной формы, густо окрашенные в красно-бурые и желто-бурые цвета, часто с параллельной штриховкой на гранях. Измененные титанистые минералы (брукит и др.) представлены удлиненно-призматическими и неправильными зернами, густого темно-бурого цвета, который маскирует высокие цвета интерференции. Гранаты интенсивно окрашены в розовые, красновато-оранжевые и бурые цвета, реже встречаются желтые и бесцветные зерна. Поверхность зерен гладкая, реже мелкоямчатая и бугорчатая. Некоторые из них рассечены глубокими бороздками, в ряде случаев корродированные, а также регенерированные, со ступеньками роста. Среди гранатов встречаются зерна остроугольные и окатанные. Минералы группы эпидота (эпидот и др.) имеют самую различную характеристику. Роговые обманки зеленой окраски встречаются в нижней толще спорадически.

В тяжелой фракции верхней толщи межсолевых отложений (три верхних цикла и их аналоги) увеличивается содержание апатита (до 12,3%), фосфатов (до 88,3%) и амфиболов (до 3%), уменьшается содержание ильменита (до 12,9%), гранатов (до 2,6%), эпидота (до 5,3%), биотита-хлорита (до 37,6%), мусковита (до 26%). Такие минералы, как магнетит, силлиманит, флюорит, пироксены здесь отсутствуют. Остальные минералы тяжелой фракции (турмалин, анатаз, циркон, ставролит, рутил, измененные титанистые минералы) содержатся в верхней толще в основном в таком же количестве, как и в нижней. Отмечено только изменение в ряде случаев их типоморфных особенностей.

Турмалин тяжелой фракции верхней толщи имеет различную окраску — зеленую, желто-бурую, коричневую, красно-бурую. Зерна этого минерала хорошо плеохроируют, имеют призматическую, таблитчатую и овальную форму, они обычно хорошо окатанные, содержат включения других минералов.

Анатаз представлен бесцветными, грязно-желтыми и бурыми зернами бипирамидальной формы, часто с четкими кристаллографическими очертаниями, иногда со сглаженными пирамидальными верхушками, с жидкими включениями внутри зерен.

Циркон представлен бесцветными и окрашенными (бурыми, розоватыми и желтоватыми) зернами призматической и бипирамидальной формы, которые содержат включения других минералов, нередко имеют зонарное строение.

Зерна ставролита хорошо окатанные, имеют желтовато-бурую окраску.

Рутил представлен желтыми зернами с неровной поверхностью, сохраняющими свою окраску и при скрещенных николях. Измененные титанистые минералы встречаются в виде зерен призматической и бипирамидальной формы красно-бурого цвета, нередко с зонарным строением.

Роговая обманка образует удлиненные и окатанные хорошо плеохроирующие зерна зеленого и бурого цвета.

Гранаты бесцветные, розовые, желтые, ямчатые и бугристые, нередко регенерированные, в отдельных случаях слабополяризующие.

Минералы группы эпидота характеризуются неодинаковыми оптическими свойствами, они в различной степени изменены.

Состав обломочных минералов легкой фракции по всему разрезу межсолевых отложений примерно одинаков. Кварц составляет 50—85% и всегда преобладает над полевыми шпатами. Этот минерал представлен обычно прозрачными и молочно-белыми разностями, нередко встречаются зерна кварца мозаичного строения, а также зерна с сохранившейся железистой каемкой.

Полевые шпаты составляют 12—35%. Они представлены в основном решетчатым микроклином, реже несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами, среди которых резко преобладает также микроклин, и плагиоклазами. Полевые шпаты в различной степени выветрелые. В легкой фракции нередко встречаются зерна пертитовых и антипертитовых образований, сростки кварца и полевых шпатов, обломки пегматита, измененных эффузивных пород и вулканического стекла, биотита, обычно хлоритизированного (до 16%), бесцветных слюд (до 15%, иногда до 35%), опала, халцедона, кварцита.

Полученные нами результаты минералогических исследований свидетельствуют о том, что на территории Припятского прогиба существовало в задонско-елецкое время несколько минералогических провинций с различной ассоциацией в них тяжелых минералов. Так, в Брагине выделяется гранатовая провинция, Стреличеве — эпидотовая, на Ульяновском участке Ельской структуры — апатитово-гранатовая, на собственно Ельском участке Ельской структуры и на Заозерной площади — цирконовая, на Петриковском и Буйновичском поднятиях — апатитово-цирконовая.

Различные минералогические провинции на территории Припятского прогиба в задонско-елецкое время указывают на наличие нескольких областей сноса обломочного материала, каждая из которых была сложена различным набором пород. Для Стреличевской, Ельской, Заозерной структур и других районов питающей провинцией были магматиче-

ские и метаморфические породы северной части Украинского массива, для Петрикова, Буйновичей и других районов — магматические, метаморфические и осадочные породы Микашевичско-Житковичского выступа и смежных районов, для Брагина — в основном гранато-биотитовые гнейсы северного склона Украинского массива и наиболее приподнятых участков Брагинско-Лоевского поднятия.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Характерной особенностью межсолевой толщи Припятского прогиба является наличие в ее составе пирокластических пород, которые обнаружены почти во всех скважинах, вскрывших межсолевые отложения. В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, непосредственно примыкающей к Припятскому прогибу, в верхнедевонское время имело место, как было отмечено выше, проявление интенсивной вулканической деятельности. Об этом свидетельствует мощная толща вулканогенных пород, вскрытая скважинами в районе Чернигова и в других пунктах.

Пирокластические породы межсолевой толщи Припятского прогиба тяготеют к Черниговскому очагу вулканизма. Об этом свидетельствуют данные о характере распространения различных по своей структуре пирокластических пород, изменение в определенном направлении мощности их прослоев и пластов, вещественный состав и характер вторичных изменений вулканогенных и пирокластических пород района Чернигова и Припятского прогиба.

Пирокластические образования межсолевой толщи Припятского прогиба представлены туфами, туффитами и туфогенными породами различной структуры. Из них наибольшим распространением пользуются пелитовые витрокластические туфы и туффиты, сложенные в основном принесенными по воздуху и осажденными в морском бассейне тончайшими продуктами вулканических выбросов. Эти породы сравнительно равномерно распространены по всему разрезу межсолевой толщи, где они образуют прослои и пласты небольшой мощности среди нормально-осадочных пород — мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников. В силу своего тонкодисперсного состояния эти породы подверглись наиболее интенсивным вторичным изменениям, приведшим в конечном итоге к превращению их в глинистые породы, с последующей карбонатизацией последних. В ряде скважин среди пород межсолевой толщи встречены типичные бентонитовые глины с хорошо сохранившейся пепловой микроструктурой. Однако интенсивное проявление глубоких вторичных преобразований в большинстве случаев сильно затушевало, а нередко почти полностью уничтожило черты первоначального пирокластического происхождения этих пород.

В межсолевых отложениях Ельска и Стреличева, расположенных в непосредственной близости от Черниговского очага вулканизма, встречены псаммитовые, псаммитово-алевритовые и алевритовые туфы и туффиты, которые приурочены здесь к нижней толще, преимущественно к отложениям первого крупного цикла осадконакопления. Они состоят в основном из обломков вулканического стекла и эффузивных пород с небольшой примесью нормально-осадочного обломочного материала, представленного главным образом кварцем и полевыми шпатами. В Стреличевском разрезе пирокластические породы часто чередуются с нормально-осадочными, а в Ельском — образуют, кроме того, довольно мощный (до 20—25 *м*) туффитовый пласт, который прослежен в нескольких скважинах (ЕР-16, ЕР-14, ЕР-12 и др.).

В межсолевой толще широко распространены песчаники и алевролиты с глинисто-кремнистым цементом. Многие из них, особенно наиболее глинистые разности, являются туфогенными. Тонкораздробленный пирокластический материал входит в состав цемента этих пород, иногда слагая его почти нацело.

Псаммитовые, псаммитово-алевритовые и алевритовые вулканические туфы и туффиты, а также туфогенные терригенные породы, известные в межсолевых отложениях Ельска, Стреличева и других районов Припятского прогиба, в значительной степени изменены. Особенно интенсивно они затронуты процессами вторичной карбонатизации. На отдельных участках процессы карбонатной минерализации проявились настолько интенсивно, что узнать пирокластическую природу этих пород можно лишь по незначительным реликтам вулканического стекла, а в некоторых случаях лишь по сохранившейся, характерной только для пирокластов структуре. Многие обломки вулканического стекла и эффузивных пород в различной степени хлоритизированы. В некоторых образцах песчано-алевритовых пород содержится значительное количество новообразованного крупночешуйчатого и пластинчатого хлорита со своеобразным волнистым погасанием при скрещенных николях. Этот хлорит является не чем иным, как продуктом глубокого преобразования пирокластического материала.

КАРБОНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Карбонатные минералы являются одной из важнейших составных частей межсолевых отложений Припятского прогиба (рис. 9, 10) и составляют от 30 до 60% от всего разреза. Они образуют в ряде случаев прослои доломитов и известняков, которые, как правило, содержат в своем составе некоторое количество глинистого вещества. Сравнительно чистые известняки и доломиты встречаются в разрезе межсолевых отложений очень редко. Из 80 анализированных образцов известняков и доломитов только 13 сложены на 95—100% кальцитом и доломитом, остальные же являются в различной степени глинистыми.

Карбонатная минерализация весьма характерна и для всех других типов пород, слагающих межсолевую толщу,— мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и пирокластических пород. Основная масса пород межсолевой толщи характеризуется содержанием в них карбонатных минералов от нескольких до 50%.

Анализ данных, приведенных на рис. 9, показывает, что только в некоторых образцах межсолевой толщи содержания кальцита и доломита являются примерно одинаковыми. Для пород, содержащих свыше 50% карбонатных минералов, характерно, как правило, преобладание одного карбонатного минерала над другим (кальцита над доломитом или наоборот). Эта особенность карбонатной минерализации выражена менее отчетливо в породах, содержащих 25—50% карбонатных минералов. Она не всегда выражена в слабоминерализованных породах, которые содержат в своем составе менее 25% карбонатных минералов. Указанная закономерность обусловлена тем, что карбонатная минерализация слабоминерализованных пород (аргиллитов, алевролитов, песчаников) является в значительной степени вторичной. Эти же вторичные процессы наложили известный отпечаток и на существенно карбонатные породы, однако они не затушевали полностью их первичного состава. Ограниченная смешиваемость кальцита и доломита в породах межсолевой толщи указывает на то, что вторичные процессы изменения как известковых, так и доломитовых пород затрагивали не столько состав

карбонатных минералов, возникших в процессе седиментации, сколько их структуру, так как известно (Пустовалов, 1940), что физико-химические условия, благоприятные для осаждения кальцита и доломита, резко различные и что смешиваемость этих минералов в не измененных вторичными процессами породах является весьма ограниченной.

Распределение доломитовых и известковых пород в разрезе межсолевых отложений Припятского прогиба подчинено определенной закономерности. По изменению характера карбонатной минерализации здесь можно выделить несколько типов разрезов.

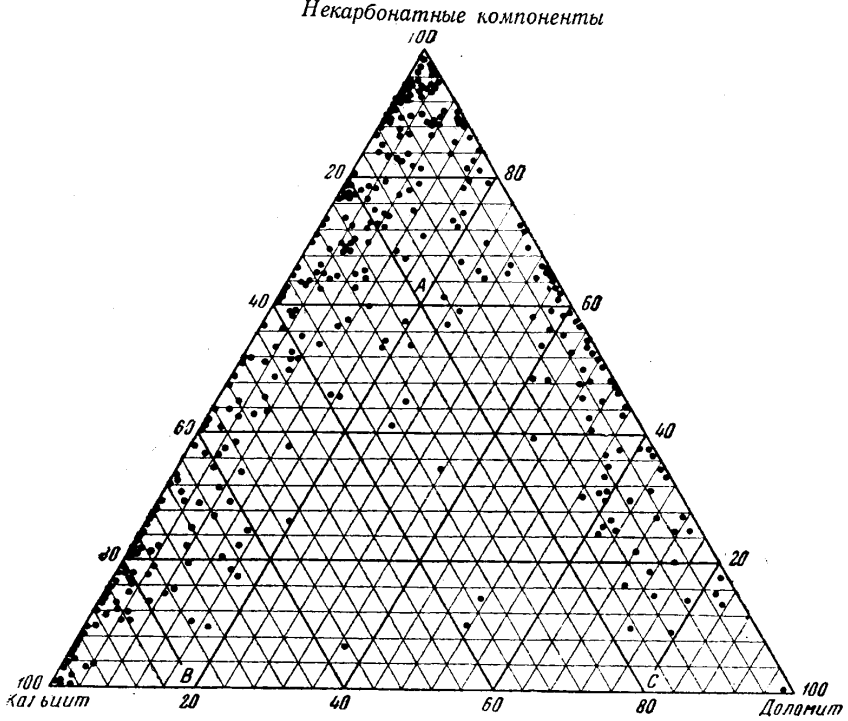


Рис. 9. Треугольная диаграмма соотношения карбонатных минералов и некарбонатных компонентов в породах межсолевой толщи Припятского прогиба

Ельский тип разреза (рис. 10) характеризуется резкой сменой карбонатной минерализации на границе между вторым и третьим крупными циклами осадконакопления. Нижняя его часть, охватывающая отложения первого и второго циклов, сложена породами с резким преобладанием кальцита над доломитом. Содержание доломита в этой части разреза не превышает, как правило, 8—10%, а отношение кальцита к доломиту в известняках колеблется от 5—7 до 15—20, а нередко и выше. Примерно в таких же пределах колеблется это соотношение и в других типах пород.

Верхняя часть разреза межсолевых отложений Ельска, слагающая третий-пятый крупные циклы осадконакопления, характеризуется в отличие от нижней преобладанием доломитовой минерализации при ограниченном содержании кальцита. Только в верхней части пятого крупного цикла в скв. ЕР-17 намечается некоторое повышение в содержании кальцита. Максимальная карбонатная минерализация отдельных образцов из верхней части разреза обычно несколько меньшая, чем из нижней, что связано со значительной глинистостью и окремнением пород.

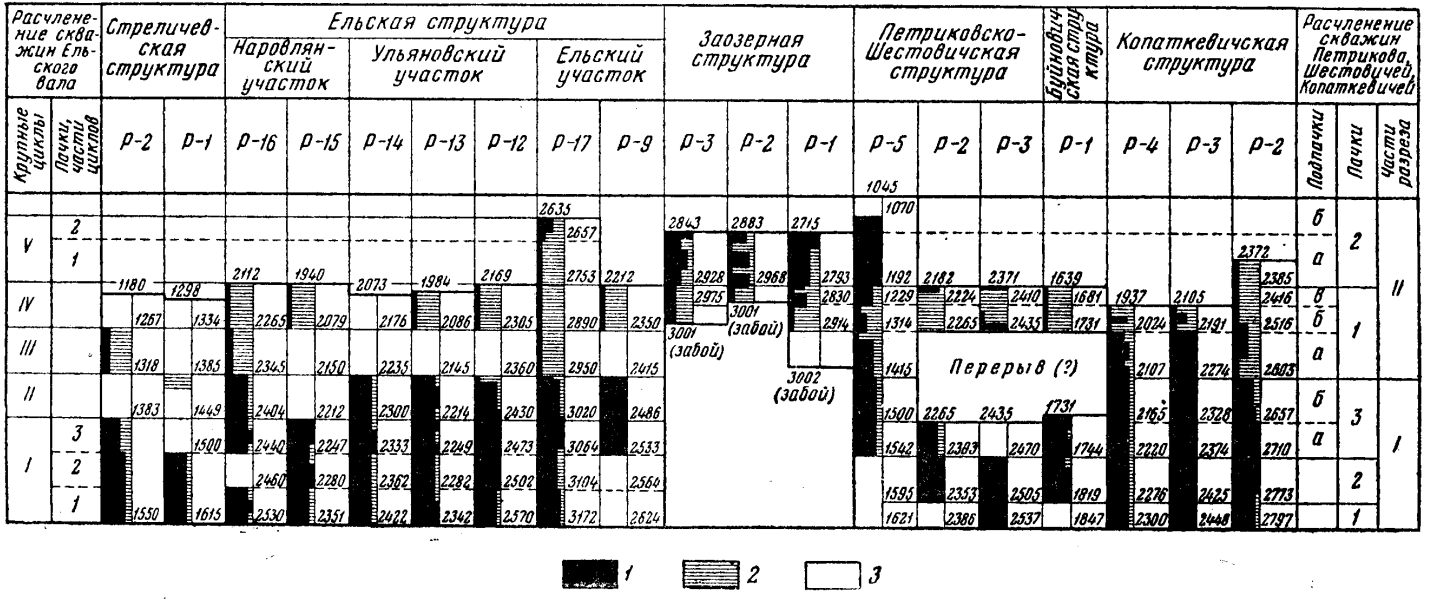


Рис. 10. Диаграмма распределения карбонатных минералов в разрезах межсолевой толщи Припятского прогиба

1 — кальцитовая минерализация; *2* — доломитовая минерализация; *3* — керн отсутствует

Доломитовые породы верхней части разреза являются в основном доломитами перекристаллизации первично доломитового осадка. Кальцит, присутствующий в этих породах, является обычно эпигенетическим, реже первичным. Явления редоломитизации имеют здесь ограниченное распространение. В одних образцах они проявлялись в виде замутнения и дегрануляции ромбоэдров доломита, а в других привели к появлению крупных кальцитовых кристаллов, внутри которых сохранились мелкие ромбоэдры доломита — реликты первично-доломитовой породы.

Карбонатная минерализация межсолевых отложений в стреличевском типе разреза является в основном такой же, как и в Ельске. Отличие заключается лишь в том, что доломитизация разреза началась здесь несколько раньше.

Такое же четкое двучленное строение по характеру карбонатной минерализации, как в Ельске и Стреличеве, имеет межсолевая толща в скважинах Петрикова (ПР-2), Шестовичей (ШР-3) и Буйновичей (БНР-1). Верхняя часть разреза здесь доломитовая, нижняя — известковая, с еще меньшим содержанием доломитовой примеси, чем в ельских скважинах.

Известковый тип разреза вскрыт и наиболее полно охарактеризован скв. ПР-5, пробуренной на Западно-Петриковской площади. Кальцитовая минерализация в ней преобладает по всему разрезу. Однако и в этом разрезе в верхней части межсолевой толщи наблюдается значительная доломитизация пород, выразившаяся в появлении среди известковых пород прослоев с преобладанием доломита над кальцитом, а также отдельных прослоев известкового доломита и доломитового известняка с примерно одинаковым содержанием кальцита и доломита. Наряду с процессами перекристаллизации первично доломитового осадка в ряде шлифов этого разреза наблюдается вторичная доломитизация (замещение кальцита доломитом), которая выражена здесь более отчетливо, чем в Ельске, но все же имеет ограниченное значение. В породах такого типа соотношение кальцита и доломита довольно изменчивое, даже в пределах одного образца, а размеры идиоморфных ромбоэдров доломита в менее раскристаллизованной микрозернистой и пелитоморфной известковой массе резко различны.

Карбонатная минерализация скважин Заозерного поднятия, где вскрыта только верхняя часть межсолевых отложений, представляет собой, по-видимому, промежуточный тип между ельским и петриковским разрезами. Здесь карбонатная минерализация имеет смешанный кальцитово-доломитовый характер с преобладанием то известковых, то доломитовых пород. Во многих образцах содержание кальцита и доломита является примерно одинаковым.

Копаткевичский разрез межсолевых отложений характеризуется более или менее четким делением на две части — нижнюю с преобладанием кальцита над доломитом и верхнюю — существенно доломитовую. Разрезы восточного крыла структуры (КР-2, КР-4) несколько более доломитовые, чем ее западного крыла (КР-3), что связано с некоторым отличием в условиях осадконакопления, а также с вторичным перераспределением карбонатных минералов. Породы со смешанной карбонатной минерализацией в этом разрезе встречены в ограниченном количестве только среди средне- и слабоминерализованных пород (мергели, глинистые мергели, карбонатные аргиллиты).

Приведенные данные показывают, что породы межсолевой толщи сохранили в основном свой первоначальный состав карбонатных минералов, отражающий условия осадконакопления в задонско-елецком морском бассейне. История последнего распадается на два этапа. Более

ранний из них характеризовался относительно пониженной соленостью, но достаточной для садки известковистых илов. Последующее насыщение водоема и изменение в нем физико-химических условий привело к тому, что доломитовое вещество достигло насыщения и началось выделение доломитовых осадков. Насыщению вод доломитом в немалой степени способствовали поднятия, приведшие в ряде мест даже к перерыву в осадконакоплении. Морской бассейн второй половины «межсолевого» времени имел некоторые специфические черты, одной из которых являлось большое содержание в нем радиолярий и кремнистого вещества.

Вторичные изменения карбонатной минерализации межсолевой толщи шли в основном не по пути замещения одного карбонатного минерала другим, а в направлении перекристаллизации первично-пелитоморфных осадков. Эта особенность очень отчетливо проявилась в нижней части разреза, для которой весьма характерны вторичные конкреционно-желваковидные текстуры. Процесс вторичной доломитизации известковых пород прослежен почти повсеместно в межсолевой толще, хотя в количественном выражении он имеет довольно ограниченное значение. На некоторых участках межсолевой толщи имеют место и процессы редоломитизации.

Карбонатная минерализация межсолевой толщи Припятского прогиба в том виде, в каком она выступает в породах в настоящее время, складывалась на протяжении длительной геологической истории, охватывающей все этапы образования осадка, его преобразования в горную породу и последующих процессов эпигенеза.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Из других особенностей межсолевых отложений Припятского прогиба следует отметить их окраску, высокое содержание рассеянного органического вещества, битумов и пирита, а также фауны и флоры, сильное окремнение пород и др.

Окраска пород межсолевой толщи в основном серая и темно-серая, изредка — светло-серая, буровато-серая и зеленая. Она обусловлена главным образом различным содержанием в породах рассеянного органического вещества. В целом, по разрезу межсолевой толщи отчетливо видно, что наиболее темными породами являются аргиллиты и мергели, для которых характерна темно-серая, нередко почти черная окраска. Известковистые мергели и глинистые известняки и доломиты обычно серые и темно-серые, а наиболее чистые разности известняков и доломитов — серые и светло-серые. Глинистые алевролиты и глинистые песчаники имеют темно-серую и серую окраску, а средне- и крупнозернистые песчаники и гравелиты — серую и светло-серую. В тонкослоистых и брекчиевидно-конкреционных породах с частым чередованием глинистых, мергелистых и чисто карбонатных пород, широко распространенных в межсолевой толще, отчетливо проявляется полосчатое и пятнистое окрашивание. Буровато-серая окраска характерна для тех прослоев, которые в очень сильной степени обогащены битумами, зеленая — для сильно измененных (обычно хлоритизированных) пород.

В межсолевых отложениях Припятского прогиба содержится значительное количество фауны (брахиопод, лингул, головоногих, листоногих ракообразных, конодонтов, остракод, фораминифер, рыб и др.) и флоры (растительные остатки, споры, водоросли). В некоторых частях разреза отложения настолько обогащены органическими остатками, что

они переходят в органогенные разности: брахиоподовые известняки (Копаткевичи, Ельск и др.), водорослевые известняки (Петриков и др.) и т. д. Эта фауна, изученная различными исследователями (Пистрак и Тихомиров, 1959; Голубцов, Махнач, 1961), позволила установить задонско-елецкий возраст межсолевой толщи. В распределении фауны по разрезу наблюдается отчетливо выраженная закономерность. В отложениях нижней толщи установлен богатый комплекс фауны (брахиоподы, пелециподы, лингулы, головоногие, ластоногие ракообразные, остракоды, фораминиферы, конодонты, рыбы и др.), который вверх по разрезу становится все более бедным и в верхней толще почти полностью исчезает. В верхней толще остаются в основном остракоды, ракообразные и в массовом количестве появляются радиолярии. Такой характер распределения фауны по разрезу показывает, что физико-химические условия, существовавшие в задонско-елецком бассейне в период накопления нижней и верхней толщ межсолевых отложений, были различными.

Проведенное нами литолого-петрографическое изучение разреза и геохимические исследования, выполненные В. А. Лапуть (1962), показывают, что из всех горизонтов Припятского прогиба наиболее сильно обогащены рассеянным органическим веществом межсолевые отложения. В их составе содержится, по данным В. А. Лапуть (1962), от 0,80% до 2,5—5%, а иногда и более рассеянного органического вещества. Некоторые наиболее глинистые разности пород настолько обогащены рассеянным органическим веществом, что переходят в горючие сланцы бурого цвета. Максимальное содержание органического вещества падает на аргиллиты и глинистые мергели, в известняках же, доломитах и песчаниках оно содержится в значительно меньшем количестве. Наиболее сильно обогащены органическим веществом те разрезы межсолевой толщи, которые расположены в центральных частях Припятского прогиба. Органическое вещество расположено в породах, как правило, послойно, оно подчеркивает в ряде случаев их тонкую горизонтальную слоистость.

В межсолевых отложениях содержится значительное количество (от 0,0025 до 1,56%, а иногда и выше) битумов, которые обычно рассеяны в породах. Вместе с тем здесь довольно часто встречаются и вторичные битумы. Они имеют черную и темно-серую окраску, приурочены к плоскостям наслоения и трещинам, где образуют гнезда, линзы, линзовидные «прослои» и прожилки толщиной в 1—5 *мм*.

В межсолевых отложениях Припятского прогиба содержится очень большое количество пирита, который встречается как в виде тонкораспыленной массы, так и хорошо раскристаллизованных агрегатов и отдельных кристаллов. Наибольшее содержание пирита приурочено к аргиллитам и глинистым мергелям, несколько меньшее — к известнякам, доломитам и песчаникам. В тонкослоистых породах характерно четкое послойное распределение пирита, подчеркивающее в ряде случаев присущую им слоистость. Содержание пирита колеблется в очень широких пределах — от долей процента до 5—10%, а иногда и больше. Из других новообразований, встреченных в межсолевых отложениях, следует отметить флюорит, барит, целестин, анатаз и др.

Характерной особенностью межсолевой толщи Припятского прогиба является сильное окремнение слагающих ее пород. Особенно интенсивно проявился этот процесс в верхней (доломитовой) части толщи. Окремнение пород межсолевой толщи обусловлено обычно раскристаллизацией туфогенного материала и частичным перераспределением кремнезема. В нижней части межсолевой толщи раскристаллизация

туфогенного материала выражена менее интенсивно, чем в верхней. Здесь она остановилась, как правило, на халцедоновом этапе, в то время как в верхней части этот процесс завершился образованием в ряде случаев вторичного кварца. Окремнение верхней части межсолевой толщи обусловлено не только раскристаллизацией туфогенного материала и частичным перераспределением кремнезема, входящего в состав вулканического стекла, но связано также с перекристаллизацией и последующим перераспределением пелитоморфного или коллоидного кремнезема, поступившего в осадок в виде хемогенного образования. Это подтверждается наличием в верхней части межсолевой толщи радиолярий, расцвет которых, как известно, возможен в бассейне, содержащем в большом количестве кремнезем.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Новые данные, содержащиеся в настоящей статье и ранее опубликованных работах (Голубцов, Махнач, 1961; Пистрак и Тихомиров, 1959, и др.), по межсолевым отложениям Припятского прогиба позволяют сделать некоторые выводы об условиях их образования.

Значительная часть Русской платформы испытывала в задонско-елецкое время погружение, в результате чего в восточных и центральных областях платформы, а также на территории Днепровско-Донецкой впадины, Припятского прогиба и Львовской мульды установились морские условия. Морской бассейн задонско-елецкого времени на территории Припятского прогиба, судя по составу отложений и фауне, был очень своеобразным и приближался по своим особенностям к бассейнам «доманикового» типа.

Соленосный бассейн, имевший место на территории Припятского прогиба в ливенское время, продолжал существовать здесь и в начале задонского века. Затем началось постепенное опреснение бассейна и превращение его в море с нормальной соленостью. Морской бассейн «межсолевого» времени претерпел в своем развитии два основных этапа. По площади он также был далеко не однородным. Изменение особенностей морского бассейна по площади и во времени связано в основном с интенсивным проявлением тектонических процессов на территории Припятского прогиба и в смежных районах (Украинский массив, Брагинско-Лоевский выступ и др.).

Морской бассейн Припятского прогиба в первой половине «межсолевого» времени был неглубоким, с нормальной соленостью воды, нормальным газовым режимом и благоприятными условиями для обитания фауны, в основном планктонного типа. Об этом свидетельствуют образовавшиеся в нем типы пород (известняки, мергели, карбонатные глины), а также большое количество разнообразной фауны (брахиоподы, пелециподы, бактриты, фораминиферы и др.).

Во второй половине «межсолевого» времени физико-химические условия в морском бассейне Припятского прогиба сильно изменились. Он становится более засоленным, очень спокойным, с неблагоприятными условиями для обитания многих групп фауны. Об этом свидетельствует образовавшаяся в нем мощная толща доломитовых пород с исключительно тонкой горизонтальной слоистостью, исчезновение групп фауны, характерных для морского бассейна первой половины «межсолевого» времени — брахиопод, пелеципод и др. Одной из характерных особенностей морского бассейна верхней половины «межсолевого» времени является большое количество в нем радиолярий, а также высокое

содержание кремнезема, который поступал сюда в основном из близкорасположенных районов вулканической деятельности. Присутствие радиолярий рассматривается обычно как показатель больших глубин морского бассейна. В верхней же толще межсолевых отложений Припятского прогиба, содержащей очень много радиолярий, в большом количестве встречаются терригенные породы (иногда также с радиоляриями) резко разнозернистого состава (от алевролитов до крупнозернистых песчаников и гравелитов), которые никак не могут быть показателями больших глубин морского бассейна.

На дне морского бассейна задонско-елецкого времени накапливались обычно глинистые и карбонатные илы, а в ряде случаев и обломочный материал. Все эти осадки, особенно глинистые и карбонатные, были очень сильно обогащены органическим веществом, что создавало в них устойчивую резко восстановительную обстановку, о чем свидетельствует высокое содержание в породах аутигенного пирита, рассеянного органического вещества, битумов, высокие показатели восстановительной емкости.

Обломочный, глинистый и хемогенный материал поступал в бассейн Припятского прогиба из окружающих участков суши, из которых два были весьма характерными и специфическими. Один из них был расположен на территории Украинского массива, из которого сносилось в Припятский прогиб огромное количество глинисто-терригенного материала. Последний смешивался в различных соотношениях с хемогенными осадками и создавал сложную фациальную картину, которую мы наблюдаем в настоящее время. В начальном этапе формирования межсолевой толщи влияния этого источника сноса практически не чувствовалось. Возможно, что Украинский массив в это время представлял сравнительно снивелированный участок. Позже в этом районе произошли мощные тектонические движения, приведшие к усилению опусканий Припятского прогиба и подъему Украинского массива. Разница в абсолютных отметках между областями сноса и седиментации была очень значительной. Все это привело к поступлению на территорию Припятского прогиба огромного количества разнозернистого и неотсортированного обломочного материала, который имел определенный ореол рассеивания (Ельск, Стреличев, Брагин и более южные районы).

Существенное влияние на ход процессов осадконакопления в межсолевое время на территории Припятского прогиба оказала вулканическая деятельность, имевшая место в Черниговском районе. Черниговский вулкан действовал периодически на протяжении длительного времени. Излияние лавы и вулканические выбросы происходили обычно на суше. Огромная масса пирокластического материала поступала в Припятский «межсолевой» бассейн, где она чаще всего смешивалась с нормально-осадочным материалом, и давала начало различного рода туфогенным образованиям. В отдельные периоды в бассейн поступало настолько много пирокластического материала, что он образовывал самостоятельные прослои туффитов и вулканических туфов. Существенное значение в межсолевых отложениях, особенно в их верхней части, имеет кремнезем, основным источником которого были районы вулканической деятельности.

Припятский прогиб в задонско-елецкое время был очень сильно расчленен, в нем продолжали активный рост некоторые тектонические структуры, на которых обычно отсутствовали процессы осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

Бернадская Л. Г. Палеозойские вулканиты УССР. В кн.: «Проблемы вулканизма» (материалы к I Всес. вулканолог. совещанию). Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Брунс Е. П. Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений северо-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины.— Сов. геология, 1955, № 45.

Брунс Е. П. История развития Припятского прогиба в палеозое.— Материалы по геологии Европейской части территории СССР.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 14.

Брунс Е. П. Стратиграфия девонских и доордовикских отложений западной части Русской платформы.— Сов. геология, 1957, сб. 59.

Витенко В. А. Основные черты геологического строения района Черниговского гравитационного максимума. В кн.: «Некоторые данные по стратиграфии, литологии, нефтегазоносности и промысловой геологии Украины и Кавказа». Л., 1958.

Витенко В. А. Черниговская опорная скважина. В кн.: «Опорные скважины СССР. 1. Восточные и западные области УССР». Гостоптехиздат, 1960.

Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, Изд. АН БССР, 1961.

Дикенштейн Г. Х., Левина Л. М., Лиепиньш П. П., Моксякова А. М., Пистрак Р. М., Шебуева И. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии.— Труды ВНИГНИ, 1959, вып. 18.

Лапуть В. А. Содержание органического углерода и распределение восстановительной емкости в девонских отложениях Припятского прогиба. В сб.: «Геохимия нефти и нефтяных месторождений». Изд-во АН БССР, 1962.

Лапуть В. А. Фациально-геохимические закономерности и нефтеносность девонских отложений Припятского грабена. Автореф. дис. Изд-во АН БССР, 1962.

Лапчик Ф. Е. О палеозойских вулканогенных образованиях на Черниговщине.— Докл. АН УССР, 1954, № 5.

Пистрак Р. М., Тихомиров С. В. Девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба и перспективы их нефтеносности.— Труды научно-производ. совещ. по проблеме нефтегазоносности Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Т. I и II. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.

Тихомиров С. В., Пистрак Р. М. Развитие Припятского прогиба в конце франского и в фаменское время.— Докл. АН СССР, 1956, **105**, № 6.

Стефаненко А. Я., Махнач А. С. Девонские отложения Белоруссии.— Изв. АН БССР, 1952, № 4.

Усенко И. С. (с участием Бернадской Л. Г.). Эффузивы Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: «Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна». Изд-во АН УССР, 1954.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.

Фурсенко А. В. О верхнедевонских отложениях Припятского Полесья.— Докл. АН СССР, 1953, **90**.

Фурсенко А. В. О стратиграфии девонских отложений Припятского прогиба.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1957, **69**, вып. 2.

Фурсенко А. В., Ковхуто М. Г. О франских и фаменских отложениях Припятского прогиба и их фауне.— Палеонтол. и стратиграфия БССР, сб. 1. Минск, Изд-во АН БССР, 1955.

А. Е. Малахов, А. С. Варлаков, А. И. Сидоренков

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД САТКИНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА

Район Саткинских месторождений магнезита сложен терригенно-карбонатными породами нижнесаткинской и верхнесаткинской толщ саткинской свиты, относимой М. И. Гаранем (1946) к верхнему протерозою, а по калий-аргоновому методу (Гаррис, 1961) — к среднему протерозою. Отложения саткинской свиты собраны в складки северо-восточного простирания, разбиты рядом разрывных тектонических нарушений и прорваны дайками и интрузивными залежами диабазов.

В нижнесаткинской толще, имеющей мощность около 300 *м*, преобладающим развитием пользуются углисто-глинистые и углисто-глинисто-доломитовые сланцы с прослоями доломитов.

Верхнесаткинская рудоносная толща имеет общую мощность около 900 *м*. Она подразделена М. И. Гаранем (1946) на три горизонта снизу вверх: 1) каменогорский, 2) карагайский, 3) кызымовский.

Каменогорский горизонт имеет мощность 200—250 *м* и сложен грубо- и реже тонкослоистыми доломитами с прослоями сланцев, обогащенных углисто-глинистым материалом.

Карагайский горизонт, к которому приурочены разрабатывающиеся магнезитовые месторождения, представлен преимущественно доломитами с подчиненными прослоями существенно глинистых сланцев. Мощность горизонта достигает 500 *м*.

Кызымовский горизонт имеет мощность 150—200 *м* и сложен доломито-известково-глинистыми сланцами и известняками. В пределах магнезитовых месторождений этот горизонт отсутствует.

Таким образом, наибольшим распространением среди пород, слагающих район саткинских магнезитовых месторождений, пользуются доломиты и разновидности, переходные от доломитов к существенно углисто-глинистым сланцам.

Ниже излагаются результаты изучения петрографии терригенно-доломитовых пород.

ПЕТРОГРАФИЯ ТЕРРИГЕННО-ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД

Классификация

Прежде чем перейти к характеристике пород, необходимо остановиться на их петрографической номенклатуре.

При составлении классификации терригенно-доломитовых пород Саткинских месторождений магнезита мы руководствовались следую-

щими соображениями. Определяющим признаком в названии пород является количественно-минералогический состав. Главнейшими составными частями пород района месторождений являются доломит и терригенный материал. Последний представлен преимущественно глинистым веществом и примесью того или иного количества обломочного кварца. Почти всегда вместе с глинистым материалом присутствует тонко распыленное в нем углистое вещество. Благодаря тесной связи углистого и глинистого материала, в целом такое образование мы называем «углисто-глинистое вещество», рассматривая последнее как один самостоятельный компонент породы. Однако необходимо учесть, что изредка встречаются прослои глинистых сланцев, почти не содержащие углистого материала. И с другой стороны, наоборот, наблюдаются прослои существенно углистого состава.

Таким образом, в основу подразделений положены следующие составные части пород: доломит и терригенный материал (углисто-глинистое вещество и кварц). Название «терригенный материал» имеет несколько условный смысл и подразумевает вообще всю некарбонатную часть породы, в которую входят компоненты и хемогенного происхождения.

Кварц, как правило, встречается в подчиненных к глинистому материалу количествах, поэтому, чтобы не загромождать классификацию дополнительными терминами, мы его не вводим в номенклатуру, рассматривая вместе с глинистым веществом, тем более, что размер его зерен в основном составляет менее 0,01 *мм*.

Прежде чем непосредственно перейти к принципам составления классификации, необходимо остановиться на количественных границах. В большинстве принятых классификаций подобных пород в качестве крайней границы в содержании второстепенных компонентов принято 5%. Промежуточные же подразделения пород у разных авторов имеют различные количественные границы. По нашему мнению, для саткинских терригенно-карбонатных пород нет необходимости давать очень дробные подразделения. Прежде всего потому, что обычно промежуточные разности находятся в тесном тонкослоистом чередовании между собой и известное обобщение и усреднение необходимо.

Статистическая обработка многочисленных химических анализов терригенно-карбонатных пород выявляет природные группы, характеризующиеся определенными соотношениями карбонатных и терригенных компонентов. При составлении классификации эта сторона особенностей состава учтена.

Карбонатный минерал в продуктивной толще представлен исключительно доломитом. И хотя пересчет химических анализов иногда показывает небольшой избыток кальция, однако, под микроскопом кальцит, как правило, не обнаруживается.

Для промежуточных разностей между доломитами и глинистыми породами в литературе принято название «доломитовый мергель». Нам представляется, что такое название неудобно, по следующим соображениям.

Во-первых, само по себе название «мергель» подразумевает наличие в породе глинистых минералов и карбонатов. Поэтому прибавляемые к этому термину такие прилагательные, как например «доломитово-глинистый», влечет за собой элемент тавтологии. Во-вторых, характер терригенной части терригенно-карбонатных пород саткинской свиты не отвечает по своим свойствам типичным глинам. В частности, глинистая часть этих пород не приобретает в воде пластичных свойств. Таким образом, саткинские «мергели», хотя по химическому составу и

отвечают таковым, однако не вполне соответствуют им по своим физическим свойствам. Это обстоятельство связано с тем, что древние осадочные породы района, хотя и не претерпели очень значительных метаморфических преобразований, однако занимают промежуточное положение между осадочными и метаморфическими породами.

В связи со сказанным, термин «мергель» мы вообще исключаем из предлагаемой номенклатуры.

Большая часть саткинских доломитов содержит терригенную примесь в количестве меньше 5%, которое может быть принято в качестве крайней количественной границы для чистых доломитов в отношении второстепенных компонентов. С другой стороны, исходя из требований, предъявляемых промышленностью к доломитам как минеральному сырью, крайнее содержание $SiO_2 + Al_2O_3$ допустимо до 13%. Количество названных окислов фактически определяет содержание терригенной примеси. Учитывая, что в состав последней входят также небольшие количества магнезии, железа, воды и некоторые другие компоненты, округленно можно принять крайнее содержание терригенного материала в глинистых доломитах равным 15%. Такая количественная граница находится в соответствии с природными особенностями доломитов. При большем же количестве примеси углисто-глинистого материала доломиты приобретают сланцеватый облик и в этом случае они должны быть отнесены к сланцам.

В зависимости от количественного соотношения доломита и терригенного материала целесообразно выделить следующие разновидности сланцев (табл. 1): углисто-глинисто-доломитовые сланцы (доломита 85—50%), доломитово-углисто-глинистые сланцы (доломита 50—15%), углисто-глинистые сланцы (доломита 15—0%).

Таблица 1

Классификация доломитово-терригенных пород

Порода	Содержание, вес. %	
	доломит	терригенная примесь (нерастворимый остаток)
Доломиты	95—100	0—5
Глинистые доломиты	85—95	5—15
Углисто-глинисто-доломитовые сланцы	50—85	15—50
Доломито-углисто-глинистые сланцы	15—50	50—85
Углисто-глинистые сланцы	0—15	85—100

В большинстве саткинских терригенно-карбонатных пород количество обломочных минералов с размерами более 0,01 *мм* не превышает 5%. Размер же обломков обычно не более 0,1 *мм*. Таким образом, когда количество обломочного материала с размером частиц 0,1—0,01 *мм* превышает 5%, в название следует вводить термин «алевритовый».

В полевых условиях указанные группы пород могут быть более или менее точно подразделены на основании макроскопических признаков: структура и текстура, цвет, отношение к соляной кислоте. Эти признаки должны учитываться в совокупности. Наиболее резкое различие в структурах наблюдается только среди доломитов, для существенно глинистых пород обычна тонкозернистая структура.

Из текстурных признаков наиболее важным для целей диагностики является сланцеватость. Как отмечалось ранее, сланцеватость наиболее типична для пород, в которых количество углисто-глинистой примеси превышает 15%. Окраска — менее надежный признак, хотя в общем

увеличение в породах терригенной примеси обусловливает более темную окраску. Это вполне понятно, поскольку с увеличением глинистого материала возрастает содержание и углистого вещества, являющегося главным пигментом. И, наоборот, светлые тона свойственны чистым доломитам. Однако у чистых доломитов встречается и черная окраска. В этом случае необходимо учитывать другие признаки.

Для полевой диагностики пород очень полезно применение 10%-ного раствора HCl.

Доломиты и глинистые доломиты

Доломиты — наиболее распространенные породы Саткинских месторождений, среди которых располагаются магнезитовые залежи. В том же разделе рассматриваются и глинистые доломиты, которые представляют собой разновидность нормальных доломитов, содержащих терригенную примесь.

При первом же ознакомлении с доломитами привлекает к себе внимание обилие структурных и текстурных рисунков. Окраска доломитов широко варьирует от светло-серых тонов до черного, в зависимости от содержания тонкорассеянного графитита.

Количество нерастворимого остатка в них колеблется от 0,3 до 15%, чаще всего в пределах 1,5—4%. Повышенное содержание терригенной примеси приходится на глинистые разновидности доломитов.

Карбонатный минерал в этих породах представлен исключительно доломитом. По пересчетам химических анализов устанавливается некоторая примесь кальцита, однако последний не был встречен в шлифах и, по-видимому, избыток кальция входит в доломит изоморфно. Кальцит встречается преимущественно в доломитах непродуктивного кызымовского горизонта и нижнесаткинской толщи.

В нерастворимый остаток или некарбонатную часть доломитов входит углисто-глинистое вещество, кварц, серицит и пирит.

Углистое непрозрачное вещество обычно тесно связано с глинистым материалом. И только в редких случаях встречается глинистый материал, не содержащий углистого вещества. Исследование глинистого вещества из доломитовых пород показало, что оно представлено в основном тонкочешуйчатым гидромусковитом. Углистое же вещество представляет собой переходную разность к аморфному графиту (графитит).

Характер распределения углисто-глинистого материала в доломитах в значительной мере определяет их внешний облик и, в частности, текстурные и в меньшей мере структурные особенности.

Кварц встречается в виде редких угловатых обломков, размер которых не превышает 0,1 *мм*. Наряду с этим реже наблюдаются скопления тонкозернистого кварца неправильной, овальной или линзовидной формы (возможно, перекристаллизованные образования) размером до 1,0 *мм*, индивиды которого обладают волнистым погасанием.

Пирит образует в доломитах два типа выделений: 1) спорадичные прожилки и крупнокристаллическую вкрапленность в пространственной связи с крупнокристаллическими прожилками доломита, 2) рассеянную тонкую вкрапленность, которая макроскопически обычно не видна, так как размер отдельных зерен не превышает 0,3 *мм*, а содержание ее в породе менее 0,1%. Улавливается она лишь в нерастворимых остатках. Характерно, что рассеянный пирит в доломитах образует правильные кристаллы, преобладающей формой которых является пентагондодекаэдрическая и реже кубическая.

Чешуйки серицита встречаются довольно редко. Их размер не превышает обычно 0,2 *мм*.

Одним из главных и характерных структурных признаков доломитов является размер зерен. На основании этого признака по общепринятой классификации среди доломитов можно выделить следующие разновидности структур: пелитоморфные (<0,01 *мм*), тонкозернистые (0,01—0,05 *мм*), мелкозернистые (0,05—0,20 *мм*), среднезернистые (0,20—0,5 *мм*) и крупнозернистые (>0,5 *мм*).

Приведенные подразделения основаны, с одной стороны, на общепринятых принципах классификации структур карбонатных пород, и с другой — с учетом естественных структурных особенностей саткинских доломитовых пород. Кроме того, в доломитах можно выделить частные структуры: мраморовидные и сгустковые.

Пелитоморфные структуры в доломитах Саткинского месторождения практически отсутствуют и только изредка проявляются в «сгустках». Тонкозернистые доломиты распространены сравнительно широко, но главным образом в нижнесаткинской толще. Для продуктивной верхнесаткинской толщи они не характерны. В карагайском горизонте тонкозернистая структура встречается как реликтовая в виде тонких прерывистых прослойков в связи со скоплениями углисто-глинистой примеси, а также в «сгустковых» выделениях доломитов (табл. I, *1*, *2*).

Мелкозернистая структура является наиболее распространенной среди доломитов верхне- и, в несколько меньшей мере,— нижнесаткинской толщи. Среднезернистая структура также довольно обычна для доломитов, хотя и развита в меньших масштабах. Крупнозернистая структура (наряду со среднезернистой) проявляется почти исключительно в мраморовидных доломитах.

Мраморовидная структура, встречающаяся среди саткинских доломитов, является одной из весьма характерных особенностей этих пород. Своеобразие этой структуры заключается в специфичности размера и формы зерен доломита, резко выделяющихся среди других доломитовых пород. Доломиты мраморовидной структуры характеризуются изометрично-ромбоэдрической формой и размером 0,5—1,0 *мм*. Мраморовидные доломиты будут ниже рассмотрены специально.

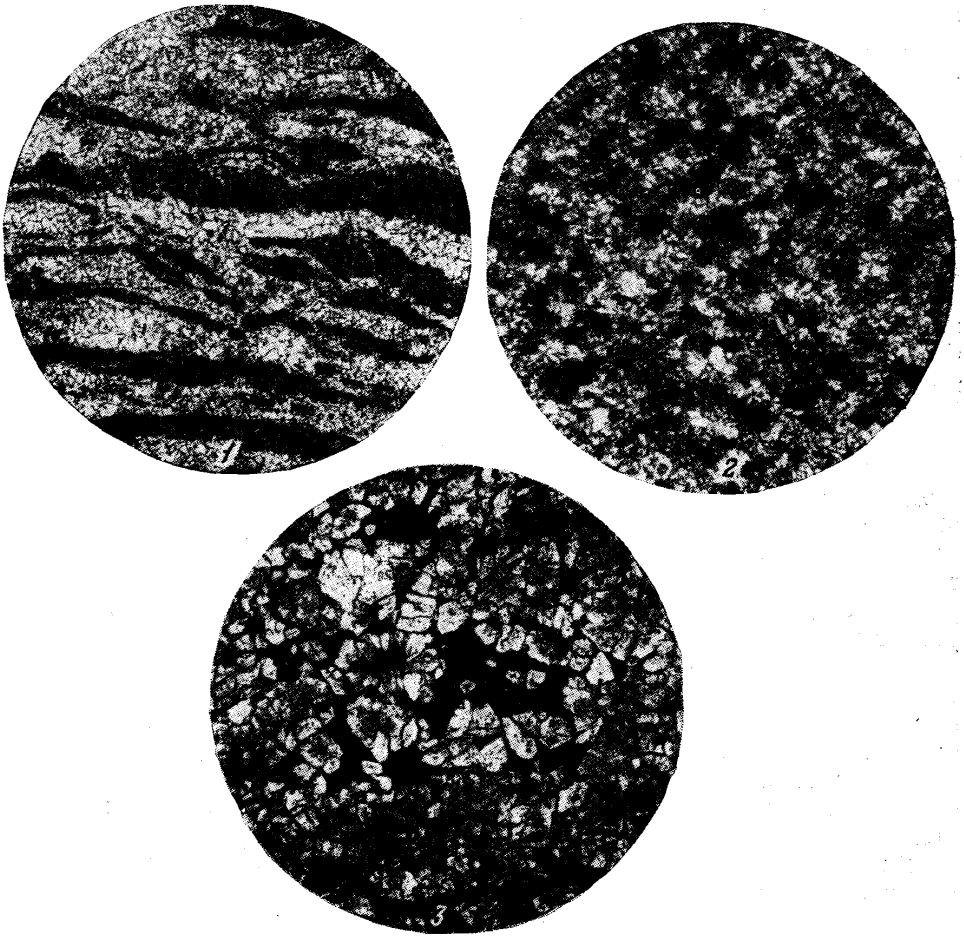
Сгустковая структура характеризуется присутствием среди более крупнозернистых доломитов мелких округлых и овальных образований тонкозернистого, почти пелитоморфного доломита, обогащенного пылевидным углистым веществом. В некоторых случаях сгустковая структура имеет обратный характер, т. е. округлые агрегаты ромбоэдрических зерен доломита, расположенных в углистом материале, находятся среди более мелкозернистого доломита (табл. I, *3*). Размер сгустков составляет 0,2—1,5 *мм*.

По текстурным признакам доломиты подразделяются на следующие типы: массивные, тонкослоистые, грубослоистые, брекчиевидные и прожилковые.

Естественно, что указанные типы текстур не являются равнозначными, и в пределах одного образца может наблюдаться сочетание двух или трех разновидностей текстур. Текстурный признак представляет собой одну из важных литологических характеристик. Поэтому рассматривая ниже характерные черты каждой текстурной разновидности доломитов, мы приводим и особенности породы, наблюдаемые под микроскопом, т. е. их петрографическое описание.

Доломиты с массивной текстурой по своему распространению занимают подчиненное положение на площади Саткинских магнезитовых месторождений. Для этих пород характерна мелко- и среднезер-

Таблица I



1 — реликты прослоев тонкозернистого доломита (темно-серое) среди мелкозернистого доломита. Обр. М-1194, скв. 144, глубина 50,0 *м*. Без анализатора. Увел. 15; *2* — доломит сгустковой структуры. Обр. К-1234, скв. 710, глубина 256,0 *м*. Без анализатора. Увел. 25; *3* — выделения гидромусковита с включениями углистого вещества (темно-серое) среди ромбоэдров доломита. Обр. Кг-1666, скв. 618, глубина 170,0 *м*. Без анализатора. Увел. 20

нистая структура, серая, а чаще почти белая и светло-серая окраска. Последнее вполне понятно, поскольку интенсивность окраски доломитов связана с содержанием в них углисто-глинистого материала. А отложение углисто-глинистого материала связано, в свою очередь, с определенными ритмами в осадконакоплении, приводящими обычно к образованию слоистости. Следует иметь в виду, однако, что даже в совершенно однородных доломитах после протравливания в соляной кислоте выявляется слоистая текстура, обусловленная наличием тонких редких прослойков кварца и углисто-глинистого материала. Наряду с этим в массивных доломитах выявляются рассеянные выделения тонкозернистого кварца размером до 3,0 *мм*, которые по своей форме могут быть отнесены к первичным прослойкам кремнистого материала, перераспределенного в процессе диагенеза, нарушившего первичную слоистость. Вообще надо сказать, что для массивных доломитов характерно

наличие выявляемых при протравливании образцов рассеянных мелких линзовидных, округлых, прямоугольных, а также неправильной формы включений, размером 0,5—2,0 *мм*, состоящих из тонкозернистого кварца. Кремнезем в доломитах связан преимущественно с этими образованиями.

В массивных доломитах сравнительно редко наблюдаются прожилки, сложенные крупнокристаллическим вторичным белым доломитом. Среди массивных доломитов встречаются участки доломитов с тонкопрожилковой текстурой. Структура прожилков в них одинакова со структурой породы. Прожилки выделяются своей более светлой окраской. Вероятно, эта разновидность возникла в процессе диагенетических преобразований массивных доломитов.

Под микроскопом массивные доломиты сложены полигональными или неправильно-ромбоэдрическими зернами, размером 0,02—0,05 *мм*. Обычно размеры зерен колеблются в пределах одного шлифа от 0,05 до 0,2 *мм*, что обусловливает неравнозернистую структуру породы. В отдельных случаях зерна доломита содержат тончайшие включения углистых частиц, придающих им серую окраску.

Главной терригенной примесью является кварц, который образует, с одной стороны, угловатые, иногда округлые обломочные зерна размером 0,05—1,0 *мм*; более крупные размеры характерны для окатанных зерен. С другой стороны, как уже отмечалось выше, встречаются прослойки, округлые и неправильные выделения тонкозернистого кварца, размер отдельных зерен которого не превышает обычно 0,05 *мм*. Обе разновидности кварца могут встречаться совместно.

Массивные доломиты в пределах продуктивной верхнесаткинской толщи образуют выдержанный пласт с прослоями слоистых доломитов, который занимает определенное стратиграфическое положение, приурочиваясь к средней части карагайского горизонта (рис. 1).

Кроме того, массивные доломиты местами встречаются в виде небольших прослоев среди тонкослоистых и брекчиевидных разновидностей.

Тонкослоистые доломиты наиболее широко развиты среди пород Саткинских месторождений. В доломитах тонкослоистой текстуры встречаются все перечисленные выше структуры, свойственные вообще саткинским доломитам. Окраска их большей частью имеет серые и темно-серые тона. Это вполне понятно, так как главный пигмент — углисто-глинистое вещество, является одним из факторов, определяющих появление слоистой текстуры.

Слоистость обусловливается различием окраски, структуры отдельных прослоев, скоплениями углисто-глинистого материала, а также тем и другим (табл. II, *1*, *2*).

Мощность отдельных слойков, характеризующихся однородностью структуры, окраски и состава, колеблется от 0,1 *мм* до 2—3 *см*. Доломиты с большей мощностью прослоев следует относить к грубослоистым. Надо отметить, что граница между понятиями тонко- или грубослоистая текстура, имеет условный характер. В тонкослоистых доломитах в большинстве случаев могут быть выделены доломиты с микрослоистой текстурой, отдельные прослои которых, мощностью 0,5—3,0 *см*, отличающиеся по цвету и структуре, в свою очередь состоят из более тонких слойков, измеряемых единицами и десятыми долями миллиметров (табл. II, *1*, *2*). Эти микрослои также отличаются между собой по цвету и структуре. Подобное сочетание текстур отображает изменчивость в характере условий седиментации в пределах отдельных ритмов, отвечающих формированию тонкослоистой текстуры.

Отдельные прослои обычно довольно выдержаны и имеют ровную поверхность (табл. II, *1*). Однако среди тонкослоистых доломитов встречаются и прерывистые, линзовидные прослои, в частности мраморовидных доломитов, имеющих нередко резко изменчивую мощность.

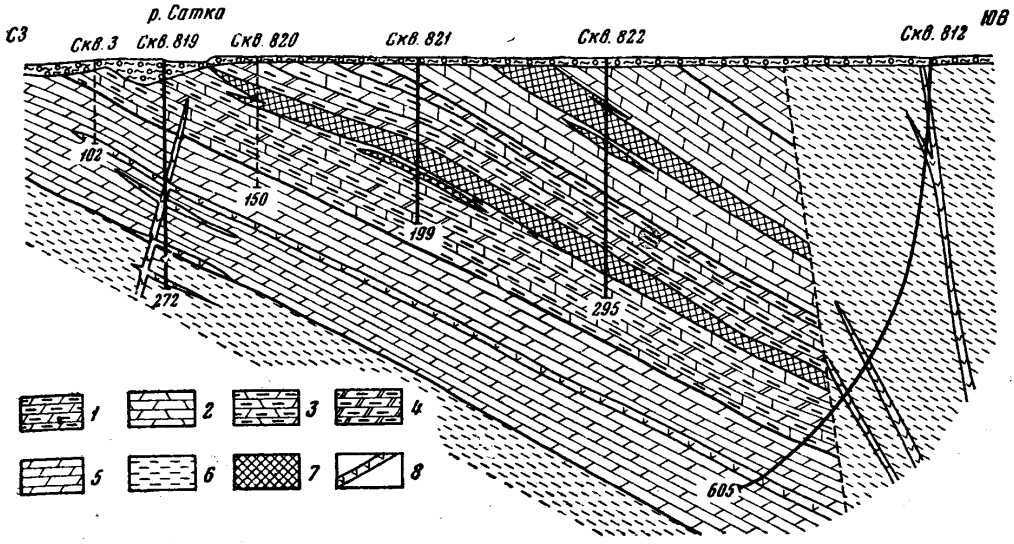


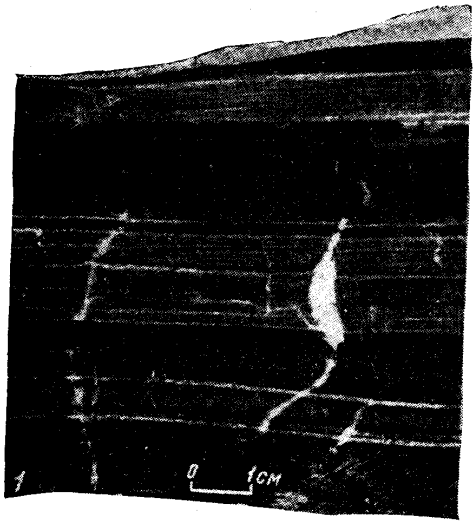
Рис. 1. Геологический разрез Гологорского месторождения

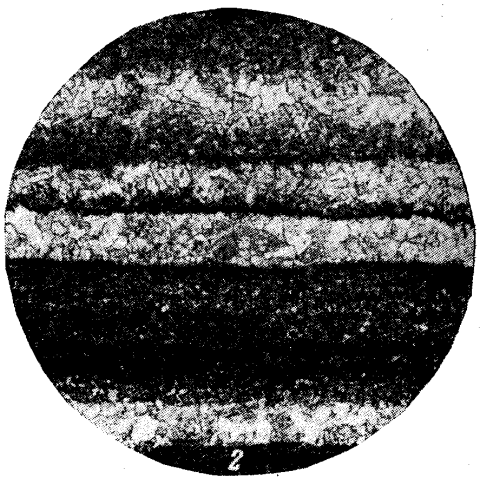
1 — тонкослоистые доломиты с прослоями брекчиевидных и мраморовидных доломитов, слагающие верхнюю часть карагайского горизонта; *2* — массивные и грубослоистые доломиты с прослоями брекчиевидных и мраморовидных доломитов, доломито-углисто-глинистых и углисто-глинистых сланцев средней части карагайского горизонта; *3* — тонкослоистые доломиты с прослоями брекчиевидных, грубослоистых, массивных и мраморовидных доломитов нижней части карагайского горизонта; *4* — тонкослоистые доломиты с прослоями мраморовидных доломитов; *5* — грубослоистые доломиты с прослоями массивных и тонкослоистых доломито-углисто-глинистых сланцев каменогорского горизонта; *6* — углисто-глинисто-доломитовые сланцы с прослоями углисто-глинистых сланцев и доломитов нижнесаткинской толщи; *7* — магнезиты; *8* — дайки и интрузивные залежи диабазов

В отдельных случаях по плоскостям напластования наблюдаются тонкие прослойки углисто-глинистого материала, обусловливающие плитчатую отдельность. Такие доломиты от удара молотком легко раскалываются на отдельные плитки. Углисто-глинистое вещество заполняет также сутурные швы, параллельные напластованию и имеющие бугристую поверхность. Отдельные прослои имеют резкую границу между собой, но наряду с этим встречаются постепенные переходы.

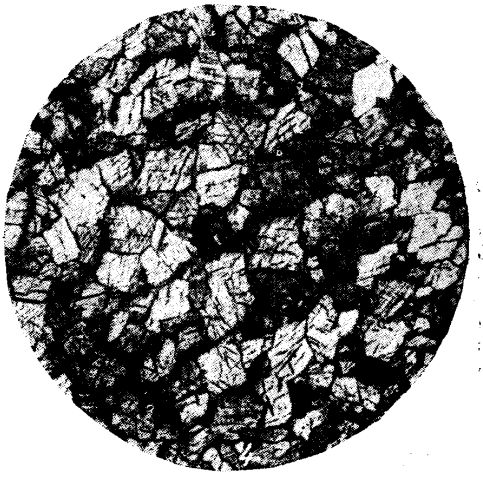
Микрослоистая текстура хорошо выявляется под микроскопом, при этом мощность отдельных прослоев колеблется от 0,1 до 10,0 *мм*. Прослои различаются между собой по структуре и окраске. Размер зерен доломита находится обычно в пределах 0,03—0,2 *мм*, причем, если один прослой мощностью 1—2 *мм* сложен зернами доломита размером 0,03 *мм*, то рядом находящийся с ним такой же мощности прослой может иметь размер зерен, равный 0,2 *мм*.

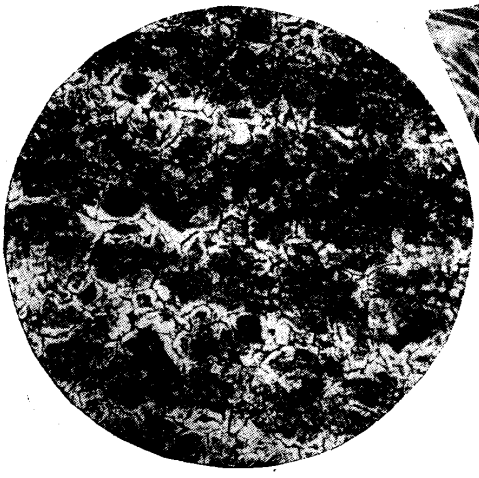
Слоистость, выражающаяся в различии размера зерен доломитов, подчеркивается также различием в окраске, связанной с наличием в доломитах тонкораспыленного углисто-глинистого материала, степень концентрации которого изменяется в разных слоях. Обычно наибольшее количество его наблюдается в тонкозернистых прослойках. Форма

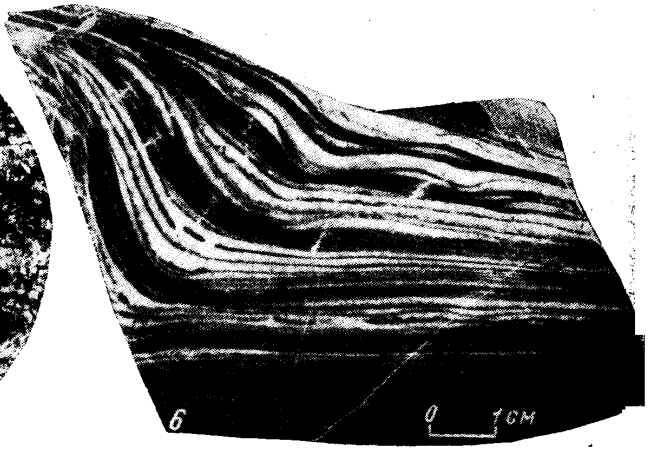

1
0 1см


2

3
0 1см


4




6
0 1см

зерен, как и размер, в разных прослоях изменяются от полигональной до ромбоэдрической.

Довольно специфичной особенностью микрослоистости, выявляемой под микроскопом, является ее прерывистость (табл. I, *1*), при которой отдельные тонкозернистые прослойки доломита, выделяющиеся более темной окраской, располагаются среди мелко- или среднезернистых, относительно светлых доломитов в виде прерывистых линзовидных слойков. При этом видно, что более крупные зерна развиваются за счет тонкозернистого прослоя, так как углисто-глинистый материал последнего наследуется более крупнозернистым доломитом в результате перекристаллизации в стадию диагенеза. В случае, когда тонкозернистые прослойки оказываются полностью перекристаллизованными, находившееся в нем углисто-глинистое вещество фиксируется в более крупных зернах доломита. Такое явление подобно гелицитовой текстуре метаморфических пород.

Во многих случаях в тонкослоистых доломитах наблюдается сгустковая структура, выражающаяся в наличии овальных скоплений тонкозернистого доломита, несущего обильное количество углистого материала по сравнению с окружающей массой. Размер «сгустков» колеблется в основном в пределах 0,3—1,0 *мм*, а размер отдельных индивидов колеблется от 0,005 до 0,01 *мм*.

Иногда в тонкозернистых разностях доломитов сгустковые выделения, имеющие изометричную или овальную форму, сложены ромбоэдрами доломита размером 0,03—0,08 *мм*, промежутки между которым заполнены, непрозрачным углисто-глинистым материалом (табл. I, *3*).

Следует отметить постоянно встречающийся в тонкорассеянном виде пирит, появление которого обычно в доломитах связано с увеличением примеси углисто-глинистого материала. Зерна пирита спорадически рассеяны или приурочиваются (если есть) к прослоям, обогащенным углистым веществом. Размер его зерен обычно составляет около 0,05—0,2 *мм*; наиболее типичная форма — пентагондодекаэдрическая. Изредка вблизи даек диабаза встречаются прожилки пирита, развивающиеся по доломиту.

Наконец, всего в одном случае в тонкослоистых доломитах в прожилке вторичного белого доломита была встречена вкрапленность шунгита, размером до 5,0 *мм*.

В тонкослоистых доломитах карагайского горизонта встречаются прослои мраморовидных доломитов мощностью 0,5—4,0 *см*.

Мраморовидные доломиты распространены только в карагайском горизонте, где находятся в тесном чередовании с мелко- и среднезернистыми тонкослоистыми доломитами. В целом для этой разновидности доломитов особенно характерна резко выраженная тонкослоистая текстура, обусловленная различной пигментацией отдельных прослоев углисто-глинистым веществом и битумами. Характерно, что прослои мраморовидных доломитов редко бывают выдержанными;

---

1 — тонко- и микрослоистый доломит. Гологорское месторождение; *2* — тонкослоистый доломит. Прослойки сложены тонкозернистым и среднезернистым доломитом с разным содержанием углисто-глинистого материала. Обр. Г-1536, скв. 822, глубина 263,5 *м*. Без анализатора. Увел. 15; *3* — мраморовидный доломит тонкослоистой текстуры с прослоями мелкозернистого доломита. Видна невыдержанность прослойков. Обр. Г-1550, скв. 805, глубина 139,00 *м*; *4* — мраморовидный доломит. Обр. К-1057а, скв. 267, глубина 478,3 *м*. Без анализатора. Увел. 15; *5* — мраморовидный доломит с реликтовой (гелицитовой) тонкослоистой текстурой. Обр. К-1111, скв. 264, глубина 350,0 *м*. Без анализатора. Увел. 15; *6* — тонкослоистый доломит. Отчетливо видно расслоение породы и выполнение образовавшихся полостей вторичным белым доломитом. Обр. Г-1570, скв. 109, глубина 84,5 *м*

обычно в пределах одного штуфа можно видеть полное выклинивание прослоя мраморовидного доломита, мощностью 1,0 *см*. Эти прослои в большинстве случаев имеют серую окраску и крупнозернистую структуру; более темная окраска, почти до черной, наблюдается реже, и структура становится менее крупнозернистой.

В некоторых случаях, в пределах одного слоя мраморовидных доломитов, наблюдается микрослоистость, обусловленная наличием тончайших скоплений углистого материала. Но обычно эти прослои имеют однородное строение.

Разнородность в степени пигментации описываемых доломитов нередко можно видеть в пределах одного слоя, когда линзовидные прослои мраморовидного доломита огибаются микрослоистыми мелкозернистыми доломитами (табл. II, *3*). Вообще невыдержанный линзовидный характер прослоев мраморовидных доломитов является характерной особенностью, отличающей их от других тонкослоистых доломитов. Нередкой является брекчированность пород, содержащих мраморовидные доломиты. Ниже мы специально остановимся на доломитах брекчиевидной текстуры. Здесь же заметим, что брекчии эти имеют седиментационное происхождение.

Одной из характерных черт мраморовидных доломитов является замечательная однородность размера и формы зерен. Зерна изометричные ромбоэдрические, размером 0,4—1,0 *мм* (табл. II, *4*).

На границе между зернами доломита находится непрозрачное углистое вещество, образующее мелкие выделения в междузерновом пространстве. В случае проявления микрослоистости, последняя выражается в обогащении зерен доломита по отдельным тонким прослоям пылевидным углисто-глинистым материалом. При этом прослои со скоплениями углистого вещества проходят через зерна доломита. Таким образом, эта микрослоистость проявляется как реликтовая, типа гелицитовой (табл. II, *5*). В отдельных зернах доломита можно видеть зональное распределение пылевидных включений углистого вещества по ромбоэдру, при этом краевая часть зерен оказывается более чистой. Зерна доломита, замутненные углисто-глинистым веществом, в проходящем свете имеют буроватую окраску. Частично в пигментации доломитов принимают участие битумы, анализ которых нами не производился.

Иногда в шлифах можно наблюдать, как по прослою мраморовидных доломитов проходит прожилок, вдоль которого зерна доломита осветлены.

Еще одной специфической особенностью мраморовидных доломитов является наличие среди них прослоев мелкозернистых доломитов черной окраски, мощностью 0,3—10 *мм*.

Кварц встречается в виде редких неправильных зерен, размером 0,05—0,1 *мм*. Иногда он образует тенкозернистый агрегат, состоящий из выделений изометричной формы. Еще реже наблюдаются чешуйки серицита.

Последней особенностью мраморовидных доломитов является наличие в них секущих и согласных прожилков, мощность которых местами достигает 10—20 *см*, представленных белым крупнозернистым доломитом, возникшим при перекристаллизации в эпигенетическую стадию.

Особенно характерны выделения белого вторичного доломита в брекчиевидных разностях, где они нередко оконтуривают «плитки» мраморовидного доломита. Сохранность цемента от перекристаллизации, по-видимому связана с селективным проявлением этого процесса.

Белый вторичный доломит нередко развивается в тонкослоистых доломитах вдоль слоистости и местами он выполняет пространство между прослойками при их пликативной деформации и расслоении (табл. II, *б*), концентрируясь в замковых частях микроскладок. Часто вместе с крупными прожилками вторичного белого доломита развивается молочно-белый кварц, располагающийся в центральных частях прожилков или реже в виде самостоятельных тонких прожилков.

Тесное слоистое чередование с доломитами мелкозернистой структуры, широкое площадное распространение и определенное стратиграфическое положение позволяет рассматривать мраморовидные доломиты как диагенетические образования, характеризующие определенные условия осадочного процесса, и использовать их для целей корреляции.

Доломиты грубослоистой текстуры пользуются довольно широким распространением. Главный признак этих пород — повышенная, по сравнению с тонкослоистыми доломитами, мощность однородных по окраске и структуре слоев. Обычно она превышает 3,0 *см*. Отдельные прослои выделяются в основном по характеру окраски, которая изменяется от светло- до темно-серой. Местами слоистая текстура подчеркивается наличием прослоев, обогащенных углисто-глинистым материалом. Часто в грубослоистых доломитах граница между двумя слоями разной окраски имеет грубобугорчатую поверхность с амплитудой бугорков до 1,0 *см*. Вдоль этой поверхности, как правило, располагается углисто-глинистое вещество.

Грубослоистые текстуры можно рассматривать как своего рода переходные от массивных к тонкослоистым. Однако доломиты, обладающие этой текстурой, имеют ряд специфичных особенностей, позволяющих выделить их как вполне самостоятельную литологическую разновидность доломитов.

Наиболее существенная особенность грубослоистых доломитов заключается в том, что в них почти не проявляется слоистость, обусловленная разницей в размере слагающих зерен. Изучение пространственного положения грубослоистых доломитов показывает, что эти породы могут рассматриваться как литологические горизонты, занимающие определенное стратиграфическое положение. Грубослоистая текстура наиболее широко проявляется в доломитах каменогорского горизонта и нижнесаткинской толщи, для которых она является важным корреляционным признаком.

Под микроскопом для грубослоистых доломитов характерна тонко- и мелкозернистая структура. Часто размер зерен доломита даже в одном шлифе колеблется в пределах от 0,01 *мм* до 0,2 *мм*, что обусловливает резкую неравнозернистость породы. Однако в отличие от тонкослоистых доломитов зерна с различной величиной распределены по породе неравномерно.

Зерна доломита чаще неправильной изометричной формы, но у более крупных она приближается к полигональной и ромбоэдричной. Тонкозернистая структура часто выявляется в виде отдельных пятен среди доломита мелкозернистой структуры и имеет реликтовый характер. Как и в других типах доломитов, среди описываемых встречаются сгустковые структуры.

Углисто-глинистый материал или тонко распылен по доломитам, придавая им серую окраску, или образует тонкие прослои, мощностью до 2,0 *мм*. Обычно в прослоях, обогащенных углисто-глинистым материалом, встречаются угловатые обломки кварца и изредка плагиоклаза размером до 0,1 *мм*. После протравливания образцов выявляются тон-

кие прерывистые прослойки углисто-глинистого материала. По характеру распределения и размеру эта форма терригенной примеси подобна включениям тонкозернистого кварца в массивных доломитах.

К углистым прослоям приурочены согласные прожилки и отдельные зерна пентагондодекаэдрической формы, размером 0,02—2,0 *мм*. Частично зерна пирита встречаются и в рассеянном виде, вне связи с углисто-глинистыми прослоями. Характерно, что вблизи крупных хорошо образованных кристаллов пирита не наблюдается явлений перекристаллизации.

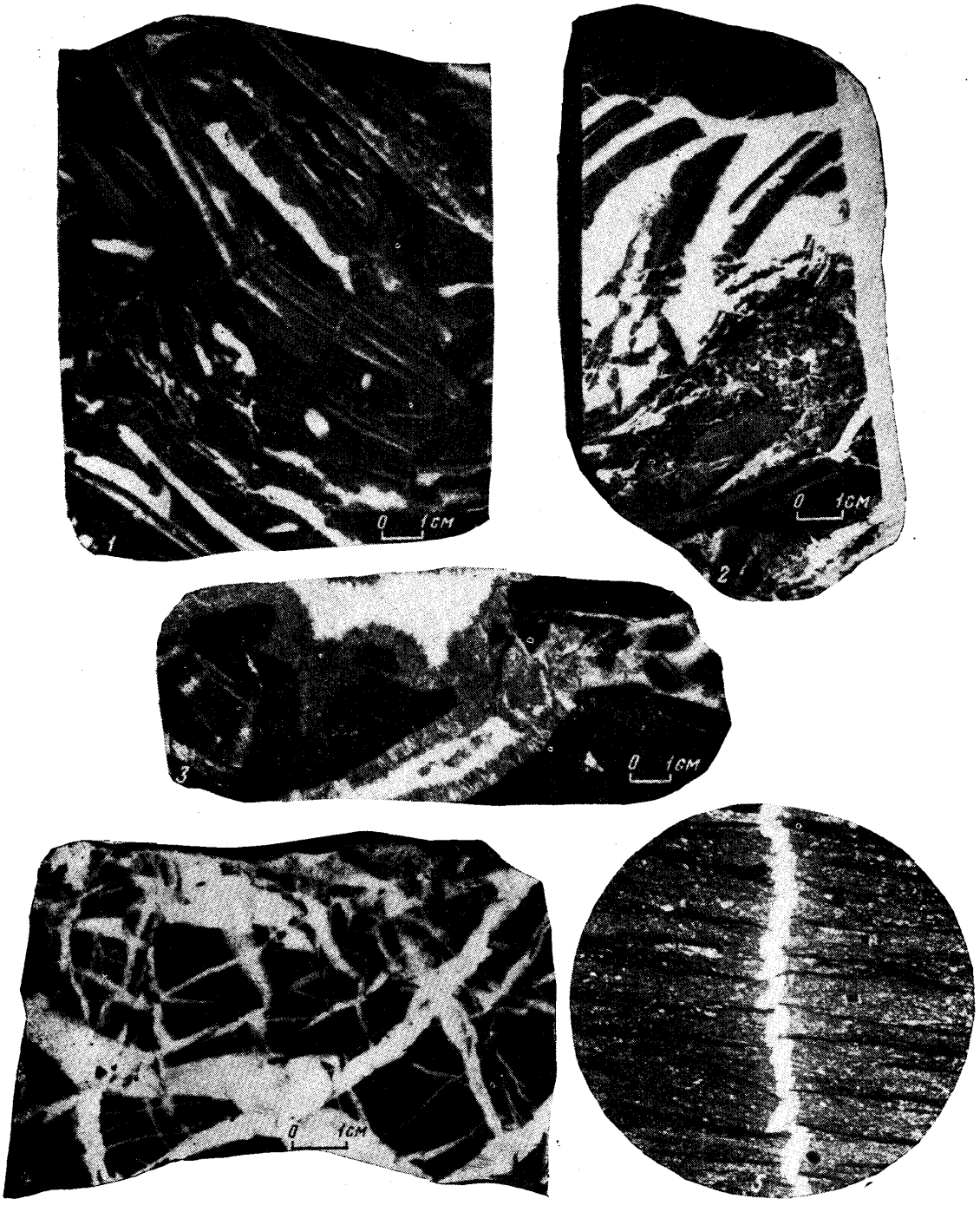
К грубослоистым доломитам каменногорского горизонта и нижнесаткинской толщи приурочены гнезда, прожилки и отдельные кристаллы барита и очень редко — сфалерита.

Доломиты брекчиевидной текстуры пользуются широким распространением. По генетическому и соответственно морфологическому характеру в брекчиевидных текстурах можно выделить седиментационные и тектонические разновидности; наибольшим развитием пользуются первые из них. Седиментационно-брекчиевидные доломиты залегают в виде слоев, мощностью 0,5—5,0 *м*, достигая 30—50 *м*. Брекчиевидные доломиты тектонического происхождения встречаются сравнительно редко.

Брекчиевидные доломиты седиментационного происхождения характеризуются наличием обломков доломита, погруженных в однородный доломитовый цемент. Этот тип доломитов особенно часто встречается среди тонкослоистых разностей, в частности, в мраморовидных доломитах. Обломки первично-слоистых доломитов имеют плитчатую, брусковидную форму и достигают 8,0 *см*. Обычно они ориентированы своими плоскими сторонами более или менее параллельно друг другу, реже беспорядочно (табл. III, *1*). Состав и структурно-текстурные особенности обломков соответствуют доломитам, не подвергшимся нарушениям. Частично наблюдается перекристаллизация отдельных обломков. Размер и форма обломков различные, но в случае тонкослоистых доломитов чаще всего развита плитчатая форма. Количественные соотношения между цементом и обломками также колеблются. Цемент доломитов обломочной текстуры имеет темно-серую окраску, тонко- или мелкозернистую структуру и массивную текстуру. Цемент представлен также неправильной формы зернами доломита, размером 0,02—0,1 *мм*, среди которого тонко рассеяно углисто-глинистое вещество. Перекристаллизация с образованием белого вторичного доломита проявляется поразному. В одних случаях наблюдается селективная перекристаллизация обломков, не затрагивающая цемент (табл. III, *1*), в других, наоборот, перекристаллизация с образованием гнезд захватывает в основном цемент и, наконец, в отдельных участках — то и другое.

Пласты брекчиевидных доломитов имеют невыдержанную мощность и часто быстро выклиниваются. В связи с этим, они, несмотря на осадочное происхождение, не могут рассматриваться как маркирующие горизонты. Эта особенность описываемых доломитов, как было установлено ранее М. И. Гаранем, заключается в способе образования брекчиевидной текстуры, возникавшей в прибрежной части водоема от оползневых явлений при колебаниях уровня дна водоема во время формирования доломитовых отложений. Но с другой стороны, хотя пласты брекчиевидных доломитов не имеют сплошного распространения, однако они могут быть использованы как корреляционный элемент для пород, возникавших в одно время, но в разных участках.

При увязке отдельных пластов в разрезах и на карте следует учитывать эту особенность брекчиевидных доломитов. Характерно, что



1 — доломит брекчиевидной текстуры седиментационного происхождения. Обломки представлены тонкослоистым и мраморовидным доломитом. Белое — крупнокристаллический вторичный доломит. Обр. Б-1709, скв. 1008, глубина 65,0 *м*; *2* — брекчированный доломит. Обломки представлены тонкослоистым доломитом, цемент — белым вторичным доломитом. Обр. К-201, скв. 740, глубина 64,0 *м*; *3* — тектоническая брекчия тонкослоистых доломитов. Обломки сцементированы вторичным доломитом и по краям перекристаллизованы. Обр. К-1371, скв. 211, глубина 146 *м*; *4* — мелкозернистый доломит сетчато-прожилковой текстуры. Прожилки сложены вторичным молочно-белым доломитом. Обр. К-185, скв. 260а, глубина 260 *м*; *5* — углисто-глинисто-доломитовый сланец. Видны включения мелких зерен пирита и деформированный прожилок кварца. Обр. К-1002, скв. 267, глубина 35 *м*. Без анализатора. Увел. 15.

мраморовидная структура в доломитах уже была сформирована к моменту образования брекчиевидной текстуры.

Брекчиевидная текстура возникала также при дроблении пород в эпигенетическую стадию, в период тектонического формирования района. Тектонические брекчии доломитов представляют собой беспорядочно ориентированные обломки породы, подвергшейся дроблению, сцементированные белым крупнокристаллическим вторичным доломитом (табл. III, *2*), реже пиритом и магнезитом. Форма и размер обломков самые разнообразные. В отличие от седиментационных брекчий, брусковидная и плитчатая формы обломков почти не встречаются.

В некоторых случаях между белым крупнокристаллическим доломитом и обломками первичных доломитов наблюдается кайма серого крупнокристаллического доломита, представляющая продукт перекристаллизации первичного доломита. Размер зерен серого и белого вторичного доломита одинаков, составляя 5—10 *мм* (табл. III, *3*). Характерно, что встречающиеся во вторичном доломите кристаллы пирита, размером 1—4 *мм*, приурочены только к серой разновидности. Возможно, что эти кристаллы возникали в процессе перекристаллизации за счет тонкорассеянного пирита первичных доломитов.

Описываемые брекчиевидные доломиты приурочены к тектоническим зонам нарушений, занимающих как секущее, так и согласное со слоистостью положение. Мощность этих зон обычно измеряется десятками сантиметров.

Прожилковая текстура доломитов естественно не является самостоятельной, поскольку по своему происхождению является наложенной, усложняющей первичные текстуры породы. В этом отношении она сближается с брекчиевидной. По-существу отличие от последней заключается лишь в том, что при образовании прожилковой текстуры не было перемещения разобщенных частей породы и она обычно накладывается на все остальные типы текстур, в том числе и на брекчиевидную.

Однако эта текстура проявляется предпочтительно в тонкослоистых доломитах, а стратиграфически приурочивается к породам карагайского горизонта.

Сущность прожилковой текстуры выражается в развитии крупнокристаллического вторичного доломита по трещинкам и слоистости в первичных доломитах. Зерна доломита, слагающие прожилки, имеют полигональные очертания и размер 1—10 *мм* и более. Иногда прожилки вторичного доломита испещряют первичные доломиты настолько, что образуют своеобразную сетчато-прожилковую или псевдобрекчиевидную текстуру (табл. III, *4*).

Вместе с вторичным доломитом нередко развивается молочно-белый кварц. В редких случаях с вторичным белым доломитом по прожилкам развивается магнезит. В отдельных случах прожилковый тип текстуры обусловлен прожилковым характером выделений пирита. Мощность прожилков сильно колеблется, составляя большей частью 1—5 *мм*, достигая 10 *см* и более.

Иногда белый вторичный доломит располагается в слоистом чередовании с первичным неперекристаллизованным доломитом, обусловливая появление специфичной полосчатой текстуры. Нередко в пределах одного штуфа наблюдается сочетание согласных, секущих и гнездообразных форм выделения вторичного доломита.

Были также встречены серые мелкозернистые доломиты массивного сложения, испещренные тонкими прожилками светло-серого доломита, мощностью до 1,0 *мм*. Доломит в прожилках имеет структуру, почти

Таблица 2

Результаты химических анализов доломитов и глинистых доломитов (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	0,68	1,04	0,52	2,00	0,28	1,08	2,90	0,60	1,85	2,22	6,86	3,90
Al_2O_3	0,07	0,09	0,61	1,55	0,58	0,26	0,08	0,58	1,04	0,08	2,46	1,62
Fe_2O_3	0,15	0,27	0,23	0,31	1,04	0,67	0,44	0,68	0,37	0,43	Нет	Нет
FeO	0,67	0,44	0,33	0,33	0,27	0,47	0,73	0,13	0,40	0,80	0,58	1,00
MnO	0,024	0,024	0,021	0,015	0,012	0,07	0,07	0,08	0,066	0,10	0,035	1,10
MgO	21,32	22,56	21,29	21,67	21,59	21,21	20,07	21,73	21,93	19,36	20,39	29,90
CaO	29,98	29,64	30,60	28,96	30,22	29,85	29,56	29,61	29,92	29,36	20,69	27,96
$K_2O + Na_2O$	0,04	0,27	—	0,17	0,19	—	0,11	0,01	—	—	—	—
P_2O_5	0,015	0,23	—	0,057	0,37	0,08	0,024	Нет	0,01	0,026	0,011	0,001
S	0,03	0,06	0,065	0,06	1,03	0,08	0,05	0,01	0,019	0,047	0,016	0,019
H_2O^-	0,24	0,12	0,16	0,12	0,08	—	0,20	0,24	0,12	0,28	0,20	0,12
П. п. п.	46,26	45,66	45,88	45,66	44,24	45,62	46,58	45,80	43,73	46,46	41,92	43,73
Сумма	99,46	100,40	99,46	100,40	99,56	99,83	00,10	99,50	99,34	99,83	99,01	99,34

1 — доломит серый, массивный, мелкозернистый, обр. К-1037, скв. 267, глубина 389,0 *м*; 2 — доломит серый и темно-серый, крупнозернистый, мраморовидный, обр. К-1041, скв. 267, глубина 437,0 *м*; 3 — доломит брекчиевидный, мелкозернистый, обр. К-1055 скв. 267, глубина 478,3 *м*; 4 — доломит темно-серый, тонкослоистый мелко- и тонкозернистый, обр. К-1057, скв. 267, глубина 484,0 *м*; 5 — доломит темно-серый, слоистый, среднезернистый с пиритом, обр. К-1075, скв. 267, глубина 690,6 *м*; 6 — доломит серый, грубослоистый, тонкозернистый, обр. К-1278, скв. 710, глубина 151,0 *м*; 8 — доломит мраморовидный, слоистый, серый, мелко- и среднезернистый, обр. Б—1708, скв. 1008, глубина 17,5 *м*; 9—доломит серый, тонкослоистый, мелкозернистый, обр. С-1752, скв. 563, глубина 119,0 *м*; 10 — доломит серый, брекчиевидный,мелкозернистый, обр. К-1234, скв. 717, глубина 184,0 *м*; 11 —доломит глинистый, обр. К-1364, скв. 211, глубина 45,6 *м*; 12 — доломит глинистый, светло-серый, массивный, темнозернистый, обр. Б— 1747, скв. 1008, глубина 490,0 *м*.

Примечание 1. Буквенные индексы, стоящие перед номерами образцов, обозначают названия месторождений: К — Карагайское, Б — Березовское, С — Степное. 2. Химические анализы выполнены в аналитической лаборатории Свердловского горного института (аналитик Ю. А. Раковская).

не отличающуюся от таковой преобладающей части доломитов. По-видимому, этот тип прожилковой текстуры связан с диагенетическими процессами.

Химические анализы доломитов и глинистых доломитов приведены в табл. 2, где видно, что саткинские доломиты отличаются высокой чистотой. И только в глинистых разностях наблюдается повышение содержания терригенной примеси.

Углисто-глинисто-доломитовые и доломитово-углисто-глинистые сланцы

Эти породы мы рассматриваем вместе, поскольку разница между ними заключается главным образом только в количественных соотношениях карбонатной части и терригенной примеси. Главный признак этих пород состоит в наличии сланцеватой текстуры. Как правило, они имеют темно-серую и черную окраску, благодаря обогащению углистым веществом, постоянно присутствующим вместе с глинистым материалом.

Структуры сланцев обычно мелко- и чаще тонкозернистые.

Наряду со сланцеватой текстурой наблюдается проявляющаяся повсеместно, наиболее типичная для этих пород, слоистая (табл. III, *5*). Мощность отдельных прослойков изменчива и колеблется от долей миллиметров до нескольких сантиметров. Соответственно могут быть выделены микро-, тонко- и грубослоистые текстуры. Все эти текстурные разности обычно находятся в тесном чередовании между собой и поэтому нет необходимости выделять их особо.

В участках со спокойным залеганием пород сланцеватость совпадает со слоистостью. Однако нередко она пересекает первичную слоистость пород, что особенно широко проявляется в сланцах нижнесаткинской толщи вдоль тектонического нарушения главной магнезитоносной полосы.

Однородные по составу терригенно-карбонатные породы встречаются редко, и мощность таких пластов обычно не превышает нескольких метров. Чаще всего описываемые породы представляют собой тесное чередование прослоев с различными соотношениями между углисто-глинистой и карбонатной частями. Мощность таких прослоев составляет 1—10 *см*.

Доломиты и глинистые доломиты встречаются среди сланцев обычно в виде прослоев более 0,5 *м*, иногда образуют линзовидные прослойки мощностью 1—10 *см*. И наоборот, в существенно доломитовых пластах сланцы образуют маломощные прослойки, чаще всего измеряемые миллиметрами.

По плоскостям сланцеватости наблюдаются включения мелких блестящих чешуек слюды. В отдельных участках, вследствие локальных тектонических напряжений, наблюдаются криволинейные зеркала скольжения, по поверхности которых располагаются блестящие примазки углисто-глинистого материала. Брекчированность в сланцах почти не проявляется. Встречающиеся вторичные прожилки представлены тонкозернистым кальцитом.

Изучение образцов под микроскопом обнаруживает тонкослоистую и сланцеватую текстуру. Зерна доломита имеют неправильную форму и размер, обычно не превышающий 0,05 *мм*. Среди тонкозернистой массы доломита встречаются более крупные зерна, размером до 0,1 *мм*. Иногда в существенно доломитовых прослойках, мощностью 1—2 *мм*,

зерна доломита размером 0,08 *мм* имеют ромбоэдрическую форму, окружающие же зерна имеют неправильную форму и размер 0,01 *мм*.

Углисто-глинистый материал распределяется в углисто-глинисто-доломитовых сланцах по-разному. Чаще всего он располагается по площади шлифа равномерно или в виде тонких прерывистых прослойков среди тонкозернистого доломита (табл. III, *5*). Наряду с этим наблюдается чередование тонких существенно углисто-глинистых прослоев, мощностью 0,01—0,05 *мм*, с существенно доломитовыми. В сильно рассланцованных разностях углисто-глинистый материал «растащен» и располагается пересекая слоистость.

Следует отметить, что хотя углистое вещество тесно связано с глинистым минералом, однако соотношение между ними разное. Иначе говоря, встречаются прослои глинистого материала, почти не содержащие примеси углистого вещества. И наоборот, нередко последнее настолько пронизывает глинистый материал, что он становится непрозрачным. В проходящем свете глинистый материал, замутненный тонкораспыленным углистым веществом, имеет буроватую окраску. Прослойки глинистого минерала, не содержащие примеси углистого вещества, имеют грязно-зеленоватую, буровато-зеленоватую окраску; хорошо выражен плеохроизм (*Ng* — буровато-зеленоватый, *Np* — желто-зеленый); удлинение положительное; показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях: $Np = 1{,}562—1{,}565$; $Ng = 1{,}564—1{,}578$; $Ng—Np = 0{,}010—0{,}015$. Глинистый минерал имеет тонкочешуйчатое строение. Поскольку отдельные чешуйки расположены параллельно друг другу и гаснут в скрещенных николях одновременно, то размеры их можно определить приблизительно около 0,02 *мм*.

Специальное изучение углисто-глинистого материала показало, что глинистый минерал имеет в основном гидрослюдистый состав и соответствует гидромусковиту. Углистое вещество, по данным рентгеноструктурного анализа, имеет почти аморфную структуру и может рассматриваться как графитит.

Породы, обогащенные углисто-глинистым материалом, как правило, содержат рассеянные угловатые обломки кварца и реже плагиоклаза; размер обломков не превышает 0,05 *мм*. Наряду с этим изредка встречаются линзовидные прослойки тонкозернистого кварца. Содержание обломков кварца с размером выше 0,01 *мм* меньше 5%, и только в редких случаях в отдельных тонких прослойках количество кварца повышается, и порода принимает алевритовый характер.

Почти постоянно, но в незначительных количествах встречаются чешуйки серицита, размером до 0,2—0,3 *мм*, и еще реже — биотита. Биотит образует пластинки с ясным плеохроизмом (*Ng* — бурый; *Np* — бледно-желтый).

В прослоях, обогащенных глинистым материалом, спорадически встречаются угловатые обломки зеленовато-бурого турмалина (*Ng* — зелено-бурый, *Np* — желтый) размером 0,1 *мм* и окатанные обломки циркона размером 0,05 *мм*.

Для описываемых пород довольно обычен пирит, встречающийся в виде кубических зерен размером 0,01—0,1 и редко 1—2 *мм*. Зерна пирита распределяются в породе неравномерно.

Углисто-глинистые сланцы

Углисто-глинистые сланцы отличаются от ранее описанных разновидностей главным образом преобладанием углисто-глинистого материала. Среди этих пород нередко встречаются прослои глинистого

материала, почти не содержащие примеси углистого вещества. Глинистый минерал в этих случаях обнаруживает четкий плеохроизм (*Ng* — бурый, *Np* — светло-бурый, желтый) и по своим свойствам может быть отнесен, как и в описанных выше породах, к гидромусковиту.

Встреченные обломки кварца, плагиоклаза и зерна доломита образуют мелкие линзовидные скопления. В отдельных прослойках наблюдается обогащение чешуйками серицита, количество которого достигает 10—15%.

Описываемые терригенно-карбонатные породы наиболее широко развиты в нижнесаткинской толще, где являются преобладающими. В виде отдельных пластов, мощностью от 0,5 до 30 *м* они встречаются в породах верхнесаткинской толщи, в которой занимают подчиненное положение.

Химические анализы терригенно-доломитовых пород приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Результаты химических анализов доломито-глинистых пород (в вес %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	19,58	29,70	32,48	51,20	38,26	57,08	51,46	63,08
TiO_2	—	0,26	0,22	0,52	0,40	—	0,58	0,60
Al_2O_3	5,97	7,36	7,01	13,85	8,78	15,80	18,17	17,11
Fe_2O_3	0,60	0,40	0,53	2,24	0,50	Нет	1,85	0,91
FeO	1,67	1,61	2,18	0,94	2,21	3,50	0,60	1,07
MnO	0,07	0,10	0,036	0,11	0,08	0,062	0,06	Сл.
MgO	15,04	12,98	14,65	6,77	13,83	4,38	7,88	4,02
CaO	20,76	16,42	16,50	5,42	15,76	3,58	3,67	1,56
K_2O	—	2,36	1,51	6,32	0,45	0,54	5,78	6,69
Na_2O	—	0,50	0,23	0,25	0,36	0,89	Нет	0,22
P_2O_5	0,009	0,28	0,22	0,52	0,14	0,88	0,16	0,48
S	0,079	0,19	0,15	1,30	0,07	0,46	—	0,07
H_2O	0,46	0,24	0,16	0,36	0,22	0,72	0,40	0,16
П. п. п.	32,79	27,28	24,32	10,56	18,70	7,56	8,86	4,84
Сумма	97,01	99,76	100,02	100,4	99,73	99,90	99,67	100,7

1 — углисто-глинисто-доломитовый сланец, обр. К-1440, скв. 713, глубина 620,0 *м*; *2* — углисто-глинистый доломитовый сланец, обр. К-1295, скв. 710, глубина 302,0 *м*; *3* — доломитово-углисто-глинистый сланец, обр. К-1000, скв. 267, глубина 30,0 *м*; *4* — доломитово-углисто-глинистый сланец, обр. К-1346, скв. 713, глубина 277,0 *м*; *5* — доломитово-углисто-глинистый сланец, обр. К-1286, скв. 710, глубина 215,5 *м*; *6* — углисто-глинистый сланец, обр. Кг-1687, скв. 609, глубина 421,0 *м*; *7* — углисто-глинистый сланец, обр. Г-1214, скв. 817, глубина 172,0 *м*.

Химические анализы выполнены в аналитической лаборатории Свердловского горного института (аналитик Ю. А. Раковская).

Из табл. 3 видно, что доломитово-глинистые породы отличаются малой железистостью и высоким содержанием окиси калия. Химические анализы показывают также, что терригенная часть пород, представленная гидромусковитом, содержит значительное количество окиси магния.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ B, Ba, Sr и V В ТЕРРИГЕННО-ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОДАХ

Количественные спектральные анализы, проделанные для 250 образцов терригенно-доломитовых пород нижне- и верхнесаткинской толщ, показали, что наибольший интерес из элементов-примесей представляют бор, барий, стронций и ванадий [1].

Результаты этих анализов с учетом стратиграфического положения в разрезе приведены в табл. 4, а средние содержания для пород ряда доломиты — углисто-глинистые сланцы показаны на кривых рис. 2.

Из приведенной таблицы видно, что среднее содержание B_2O_3, Ba и V в породах растет с увеличением количества углисто-глинистого компонента. Стронций, в общем, имеет обратную тенденцию.

Содержание всех отмеченных элементов подвержено значительным колебаниям в пределах одной группы пород. При этом в чистых доломитах указанные элементы обнаруживаются не всегда. В отдельных

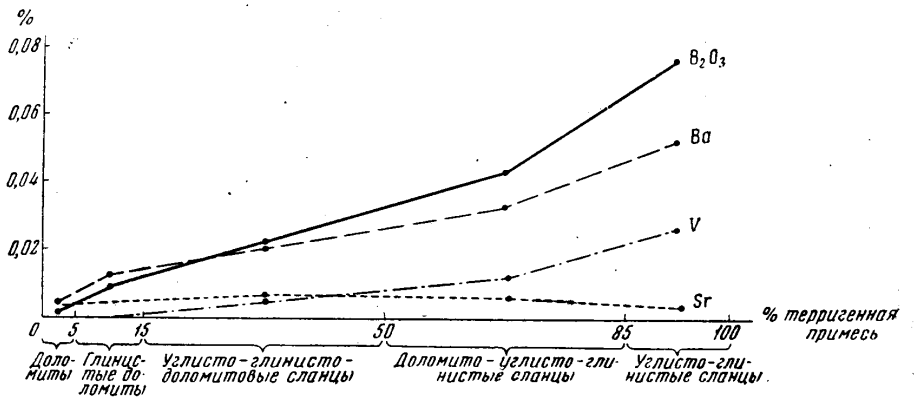


Рис. 2. Распределение элементов-примесей B_2O_3, Ba, Sr и V в породах ряда доломиты — углисто-глинистые сланцы

образцах, обогащенных углисто-глинистым материалом, количество бора достигает 0,339% B_2O_3, бария — 0,380% Ba и стронция — 0,024% Sr. Постоянное присутствие ванадия устанавливается только начиная с существенно углисто-глинистых пород.

Для глинистых доломитов верхнесаткинской толщи характерно более высокое количественное значение как в средних, так и в крайних содержаниях всех описываемых элементов. По мере возрастания количественной роли углисто-глинистого компонента в породах двух возрастных групп устанавливается выравнивание в содержании бора, бария и стронция. При этом продолжают оставаться резкие количественные колебания их в пределах одной группы пород.

В крайних по составу разновидностях — углисто-глинистых сланцах, отмеченная картина для бора и бария меняется по всем показателям в обратную сторону. В углисто-глинистых сланцах нижнесаткинской толщи среднее их содержание оказывается почти вдвое выше, чем в тех же по составу породах верхнесаткинской толщи. По количеству же ванадия результаты оказываются совершенно одинаковыми.

---

[1] Анализы выполнялись в спектральной лаборатории кафедры геологии месторождений полезных ископаемых Свердловского горного института (аналитик М. Ф. Жужгова).

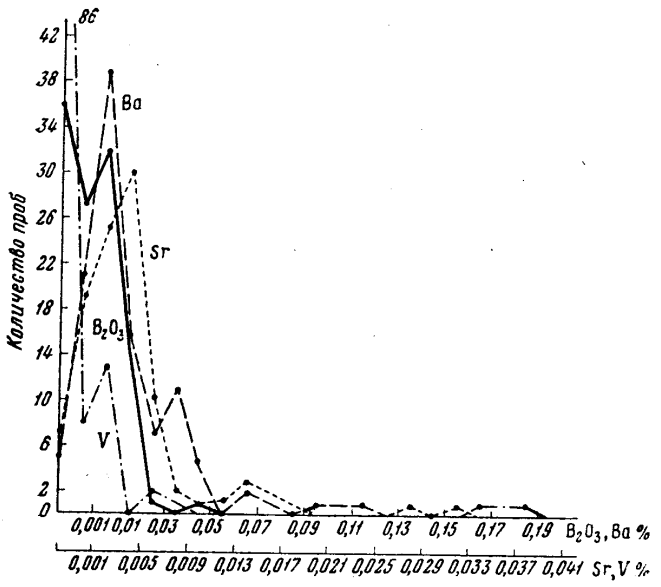


Рис. 3. Частота распределения процентных содержаний B_2O_3, Ba, Sr и V в доломитах

Заслуживает внимания то, что в глинистых сланцах бакальской свиты, залегающей непосредственно на породах верхнесаткинской толщи, среднее содержание бора такое же, как и в аналогичных породах последней, составляя (по 15 образцам) 0,054% B_2O_3.

На рис. 3 и 4 приведены вариационные кривые количественного распределения названных элементов-примесей в доломитах и в других терригенно-доломитовых породах. Пики кривых (рис. 4) отвечают наиболее часто встречающимся содержаниям B_2O_3, Ba, Sr и V в естественных типах пород ряда доломит — углисто-глинистые сланцы.

Таким образом, сравнение характера вариационных кривых распределения описываемых элементов в доломитово-углисто-глинистых по-

Содержание некоторых элементов-примесей в

Порода	Количество анализов	B_2O_3		
		от	до	среднее
Доломиты	54	Не обн.	0,020	0,002
Глинистые доломиты	7	0,002	0,035	0,016
	5	Не обн.	0,005	0,002
Углисто-глинисто-доломитовые сланцы	11	Не обн.	0,078	0,025
	13	Следы	0,068	0,021
Доломитово-углисто-глинистые сланцы	8	0,006	0,085	0,045
	13	Следы	0,074	0,043
Углисто-глинистые сланцы	9	0,030	0,081	0,054
	11	0,034	0,159	0,097

Примечание. В числителе указано содержание компонентов в породах верх

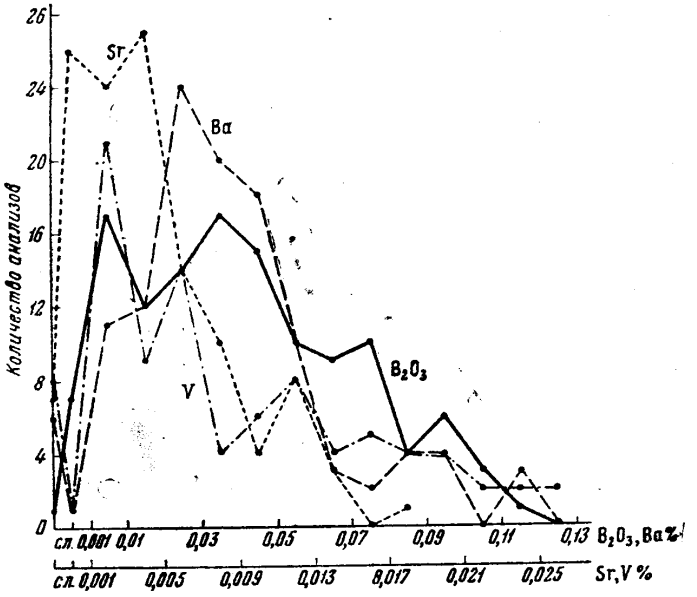


Рис. 4. Частота распределения процентных содержаний B_2O_3, Ba, Sr и V в доломитово-глинистых породах

родах (рис. 3) со средними содержаниями тех же элементов в выделенных нами группах пород ряда доломиты — углисто-глинистые сланцы (табл. 4) показывает, что эти группы соответствуют природным типам.

На основании приведенных данных естественно предположить, что бор в описываемых породах входит в состав глинистого вещества, сложенного в основном гидрослюдами, изоморфируя с алюминием. Однако такое предположение не получило достаточного подтверждения в последующем. Как видно на рис. 5, количество бора существенно не зависит от содержания глинозема в разных породах. Поэтому вероятнее, что значительная часть бора связана с примесью углистого материала.

В пользу последнего предположения свидетельствуют данные, полу-

Таблица 4

доломито-углисто-глинистых породах (в вес. %)

Ba			Sr			V		
от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее
Не обн.	0,065	0,005	Не обн.	0,065	0,004	Не обн.	Следы	
Следы	0,055	0,017	0,001	0,016	0,007	Не обн.	0,002	Следы
0,010	0,011	0,011	Следы	0,004	0,004		0,001	
Не обн.	0,052	0,022	Не обн.	0,018	0,007	Не обн.	0,017	0,006
Следы	0,048	0,020	0,001	0,014	0,007		0,018	0,004
0,006	0,048	0,022	Следы	0,009	0,005	0,001	0,020	0,011
0,030	0,088	0,041	Не обн.	0,013	0,007	Не обн.	0,037	0,013
0,003	0,10	0,039	Следы	0,008	0,0033	0,018	0,055	0,027
0,035	0,12	0,065	0,002	0,010	0,0035	0,013	0,058	0,027

несаткинской, а в знаменателе — нижнесаткинской толщи.

ченные при изучении поведения описываемых элементов в нерастворимых остатках пород ряда доломиты — углисто-глинистые сланцы верхнесаткинской толщи (табл. 5).

Из данных табл. 5, в которой дополнительно приведены результаты количественных определений Ga, вытекает, что среднее содержание

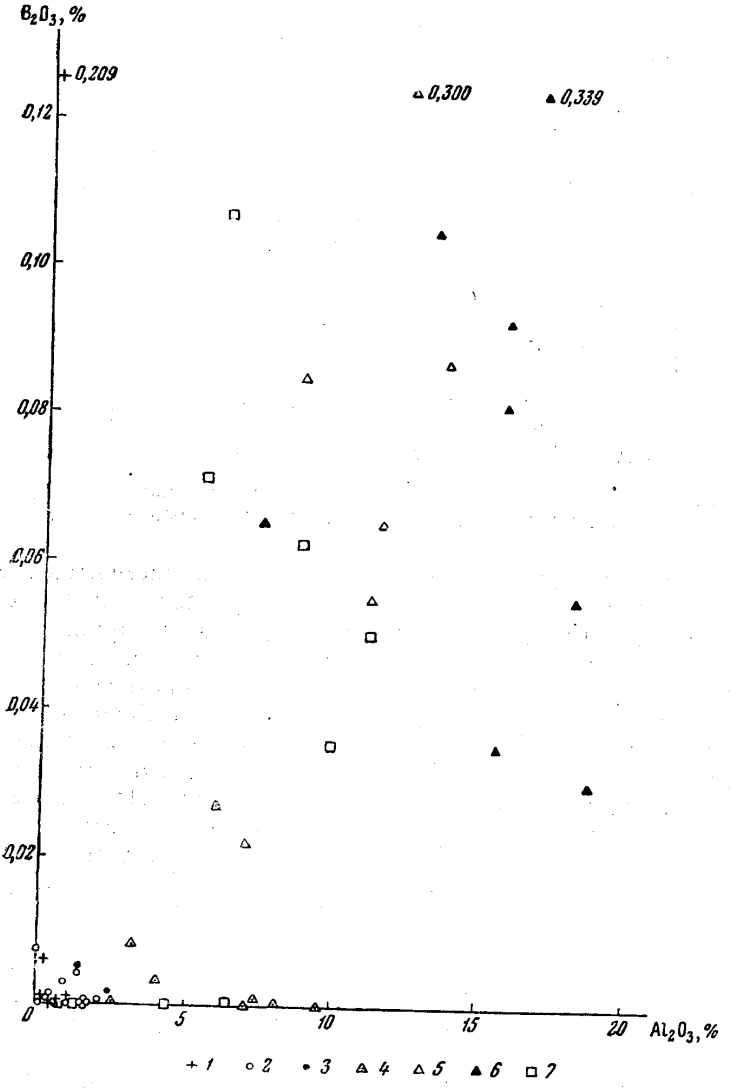


Рис. 5. График зависимости содержания B_2O_3 от количества Al_3O_2

1 — магнезиты; *2* — доломиты; *3* — глинистые доломиты; *4* — углисто-глинисто-доломитовые сланцы; *5* — доломитово-углисто-глинистые сланцы; *6* — углисто-глинистые сланцы; *7* — известковые породы

бора, бария, ванадия и галлия в нерастворимом остатке последовательно возрастает от доломитов к углисто-глинистым сланцам. И хотя среди чистых и глинистых доломитов встречаются отдельные случаи, когда содержание этих элементов выше, чем в породах, обогащенных углисто-глинистым компонентом, среднее значение оказывается меньшим. Стронция, связанного с карбонатной частью, в нерастворимом остатке нет.

Таблица 5

Среднее содержание B_2O_3, Ba, V и Ga в нерастворимых остатках доломитово-углисто-глинистых пород

Порода	Количество анализов	Среднее содержание (в вес. %)			
		B_2O_3	Ba	V	Ga
Доломиты	9	0,018	0,042	0,008	0,0036
Глинистые доломиты	10	0,036	0,053	0,011	0,0042
Углисто-глинисто-доломитовые сланцы	13	0,048	0,063	0,014	0,088
Доломитово-углисто-глинистые сланцы	13	0,057	0,058	0,022	0,0097
Углисто-глинистые сланцы	3	0,071	0,115	0,033	0,011

Характерно, что в нерастворимых остатках существенно доломитовых пород наблюдаются резкие колебания в содержании элементов-примесей, в то время как для существенно углисто-глинистых пород эти колебания не столь значительны. Эту особенность можно объяснить тем, что нерастворимый остаток доломитовых пород нередко представлен преимущественно кварцем. И обратно, высокое содержание бора и других элементов обусловлено значительной ролью в составе нерастворимых остатков доломитов углистого материала.

Таблица 6

Сравнение процентных содержаний и факторов обогащения в доломитах и глинистых сланцах Саткинского района с их кларковыми значениями

Элементы-примеси	Распространение в земной коре * $\times 10^{-2}$	Доломиты				Углисто-глинистые сланцы			
		в Саткинском районе		в земной коре **		в Саткинском районе		в земной коре ***	
		среднее содержание $\times 10^{-2}$	факторы обогащения	среднее содержание $\times 10^{-2}$	факторы обогащения	среднее содержание $\times 10^{-2}$	факторы обогащения	среднее содержание $\times 10^{-2}$	факторы обогащения
Ba_2O_3	0,610	0,2	0,32	0,1	0,16	7,6	12,45	3,86	6,32
Ba	0,025	0,5	20	0,002—0,02	0,08—0,8	5,8	232	8,0	320
Sr	0,030	0,4	13,3	0,04—0,08	1,33—2,66	0,34	11,3	4,5	150
V	0,015	—	—	0,0002—0,002	0,01—0,13	2,7	180	1,3	86,6

* По К. Краускопфу (1958); B_2O_3 — по А. П. Виноградову (1956).
** По К. Краускопфу (1958); B_2O_3 — по В. М. Гольдшмидту (1938).
*** По А. П. Виноградову (1956).

Количество B_2O_3, V и Ga в терригенно-доломитовых породах также в значительной мере зависит и от содержания в породах углистого вещества. Косвенно то же относится и к барию, который связан в основном с терригенной примесью, содержащей повышенное количество углистого вещества.

Кроме описанных выше элементов, в составе терригенно-доломитовых пород спектрально были установлены еще следующие элементы-примеси: Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, Cr, Zr, Be, Ag, J. Для этих элементов, за исключением Zn, устанавливается та же закономерность, что и для B, Ba и V, т. е. их содержание возрастает с увеличением углисто-глинистой примеси в породах.

Сравнение средних содержаний и факторов обогащения по бору, барию, стронцию и ванадию в доломитах и глинистых сланцах Саткинского района и земной коры устанавливает следующее (табл. 6). В доломитах Саткинского района среднее содержание B_2O_3, Ba и Sr заметно выше их кларков. Для V наблюдается обратное соотношение.

Среднее содержание B_2O_3 и V в углисто-глинистых сланцах Саткинского района почти вдвое превышает кларковые содержания для этих пород. Соответственно содержание Ba в полтора раза меньше, а Sr — в 13 раз.

ВЫВОДЫ

1. По количественно-минералогическому признаку разработана классификация терригенно-доломитовых пород района Саткинских месторождений магнезита.

2. В пределах магнезитовых месторождений продуктивная толща сложена преимущественно доломитами, характеризующимися высокой чистотой (количество терригенной примеси менее 5%).

3. Доломиты обнаруживают большое разнообразие структурно-текстурных особенностей, позволяющих более детально расчленять однородные по составу доломитовые горизонты.

4. Характерной чертой продуктивного карагайского горизонта является наличие мраморовидной разновидности доломитов, которая служит надежным корреляционным критерием.

5. Нерастворимый остаток глинисто-доломитовых пород представлен в основном гидромусковитом с примесью кварца, аморфного графита и пирита.

6. Изучение элементов-примесей терригенно-карбонатных пород показывает, что большая часть их связана с углисто-глинистым материалом.

7. Установлено, что одинаковые по составу терригенно-карбонатные породы, занимающие различное стратиграфическое положение в разрезе, характеризуются различным количественным содержанием элементов-примесей. Наибольший интерес представляют B_2O_3, Ba, Sr и V, которые могут быть использованы в целях корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.

Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит Западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1946.

Гаррис М. А. О корреляции докембрия Южного Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. В сб.: «Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы». Изд. Башкирского филиала АН СССР, Уфа, 1961.

Гольдшмидт В. М. и Петерс К. К геохимии бора 1. М.— Л., ГОНТИ, 1938.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.

А. Б. Вистелиус и М. Е. Демина

ОБ ОКАТАННОСТИ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧИНОК

Начиная с работ Добре (Daubrée, 1879) в геологии наблюдается интерес к изучению формы обломочных частиц. Как было показано недавно, (Вистелиус, 1960) при этом были достигнуты известные результаты при исследовании грубообломочного материала. Материал мелкозернистый, песчаной размерности, исследован еще плохо. В частности, до настоящего времени не известно, окатываются ли обломочные частицы размером непосредственно выше седиментационного порога в 0,17 *мм* при переносе их реками (Tanner, 1956). Имеющиеся к настоящему времени данные по Миссисипи (Russel, 1937) и Волге (Вистелиус, 1954) не решают вопроса. Американские материалы носят слишком неопределенный характер из-за их визуальной основы, данные же по Волге указывают скорее на неоднородность материала, чем на что-либо иное, так как число пунктов наблюдений на каждом из однородных участков было сравнительно мало.

Настоящая работа ставит своей целью выяснение следующих вопросов:

а) наблюдается ли эволюция степени окатанности обломков размером непосредственно выше, чем седиментационный порог в 0,17 *мм* при переносе материала реками;

б) если наблюдается постепенный рост окатанности обломков, то существует ли, помимо его, линейная связь, выражающаяся во влиянии степени окатанности частиц на предыдущей точке наблюдений на степень их окатанности на следующих точках наблюдений и

в) представляет ли вся река от истоков до дельты единую систему, работающую однообразно над окатыванием переносимого материала, или разные части реки могут иметь свой специфический характер.

Указанные вопросы допускали сравнительно объективные ответы. Эти ответы и составляют основу нашей работы. Кроме того, дана была общая интерпретация наблюдений, которая всегда носит в известной мере субъективный характер.

Для решения поставленных задач было наиболее уместно исследовать реки, имеющие две резко выраженные части — горную и равнинную. При этом желательно было иметь равнинную часть достаточно длинной, чтобы на ее протяжении смогла проявиться работа по окатыванию частиц. Также было необходимо, чтобы равнинная часть реки не принимала сколько-нибудь значительных притоков, могущих исказить общую картину, как это мы имели для Миссисипи (Вистелиус, 1960).

Указанным требованиям в пределах СССР наиболее полно удовлетворяли реки Сыр-Дарья и Аму-Дарья. Кроме того, близки к ним были р. Кура на Кавказе и р. Зеравшан. Эти реки и были изучены авторами.

При этом материал был собран А. Б. Вистелиусом по Куре в 1948 и 1949 гг. до постройки Мингечаурского водохранилища, по Аму-Дарье в 1956 г., по Зеравшану в 1958 г. и по Сыр-Дарье в 1959 г. В сборе материала по Сыр-Дарье участвовали А. А. Бойко и Н. А. Гусев, отобравшие пробы по указанию А. Б. Вистелиуса от сел. Сырдарьинская и ниже до устья.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Как известно, для оценки степени сглаженности поверхности, ограничивающей обломочную частицу, предложено много коэффициентов (Вистелиус, 1960). Мы выбрали для нашей работы проекционный коэффициент Вадела (Wadell, 1932):

$$W = \frac{\sum_{i=1}^{n} r_i}{nR} \quad r_i < R$$

где r_i — радиусы закруглений контура частицы, спроектированной на плоскость, проходящую через два ее больших диаметра, R — радиус вписанного в контур частицы круга и n — число замеренных закруглений на контуре. Коэффициент Вадела не имеет аналитической точности, так как точно невозможно определить радиус «закругления», да и что это такое ясно только практически. Тем не менее он, видимо, имеет меньшую дисперсию и распределение, более близкое к нормальному, чем близкие ему по идее коэффициенты Уентворта, Кайе и Кеннена. Дело в том, что W имеет в числителе среднее, а все остальные коэффициенты — единичные измерения, что должно сказываться на величине дисперсии и типе распределения.

Само измерение W проводилось с помощью метода, предложенного Робсоном (Robson, 1958). В отличие от Робсона, в нашей окулярной линейке центры всех кругов располагались на одной линии, а не на двух, как это делал Робсон. Расположение центров кругов на одной линии позволяло производить все измерения в центре поля зрения, т. е. свести к минимуму влияние дисторсии объектива и параллакса. Измерения производились в сухих препаратах. Измеряемые зерна отбирались так. Из пробы извлекались все подряд кварцевые зерна и располагались без какого-либо подбора в дорожку. После этого из дорожки вынималось каждое десятое зерно, начиная с первого. Этим до известной степени гарантировался случайный выбор.

Во всех исследованных пробах изучался также состав кварцев по методу Леммлейна (1951). Для этого приготовлялись мономинеральные фракции из зерен, прошедших через сито с отверстиями в 0,29 *мм* и оставшихся на сите с отверстиями 0,21 *мм*. Просмотр зерен производился в иммерсионных препаратах в тетралине, как это рекомендовал автор метода.

При элиминировании систематической компоненты все вычисления производились по методу наименьших квадратов. Для анализа зависимости между окатанностью зерен в соседних пробах был использован автокорреляционный анализ. Напомним, что мерой линейной связи между свойствами, измеряемыми на i и $i+k$ точках опробования, является коэффициент автокорреляции, обозначаемый нами ρ. При этом, чем ближе ρ к единице, тем сильнее линейная связь между соот-

ветствующими значениями W. Значения ρ могут считаться доказывающими наличие связи, если

$$\frac{\rho\sqrt{N-k-1}}{1-\rho^2} \geqslant 3,$$

где N — число пар наблюдений, вошедших в вычисление ρ, а k — расстояние между сопоставляемыми точками наблюдений.

АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ

Ниже даются результаты измерений W и их исследования по очереди по каждой из изученных рек.

Река Сыр-Дарья

Как известно, истоком Сыр-Дарьи является горная р. Арабель-Су, берущая начало в горах Терской-Алатау близ перевалов Барскоу и Арабель. После слияния Арабель-Су с р. Кумтор река приобретает название Тарагай. После слияния Тарагая с Карасу река называется Нарын и после слияния последнего с Кара-Дарьей близ г. Наманган — Сыр-Дарья. Характерным для долины Арабель-Су — Нарына является пересечение ею ряда внутренних депрессий и широких троговых долин, в пределах которых нередко наблюдается меандрирование реки. Это особенно характерно для Арабель-Су, дренирующей высокогорный сырт, занятый кочковатыми болотами и многочисленными мелкими озерами, соединенными рекой. Между участками депрессий река прорезает горные хребты, образуя узкие каньоны, ширина которых иногда уменьшается до 7—8 *м* (Бешколь, выше Казармана). В пределах этих каньонов река приобретает характер сплошного порога. Ниже впадения Чирчика река приобретает обычный равнинный характер с многочисленными меандрами и отмелями. Дельта реки слабо развита и выдвинута в северную часть Аральского моря.

Исследуемые пробы были отобраны выше по течению, чем сел. Сырдарьинская, из воды у берега или на отмелях близ берега. Ниже Сырдарьинской пробы брались в вершинах отмелей на середине реки (с лодки). При отборе проб принимались все предосторожности, чтобы исключить влияние сноса с берегов в месте опробования.

В табл. 1 приведена характеристика кварцев Сыр-Дарьи по характеру включений и трещиноватости. Эта таблица показывает, что наиболее распространенным типом является кварц с густой сетью ориентированных трещин. Как показала недавно Чен Ли-жунь (1960), этого типа кварцы вообще, видимо, широко распространены в аллювии рек южного Тянь-Шаня.

При изучении материала в каждой точке опробования измерялось 17 зерен. Все измерения сведены в табл. 2. При этом приведенные в табл. 2 обозначения расшифровываются так: $\overline{W}$ — среднее значение коэффициента Вадела (Wadell, 1932) по 17 ($n=17$) наблюдениям,

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1}\Sigma(W-\overline{W})^2};\ S_{\overline{W}} = \frac{S}{n-1}.$$

Величина S важна, так как дает величину интервала длины $aS_{\overline{w}}$, который с надежностью α охватывает значение $\overline{W}$. Иными словами, зная $S_{\overline{w}}$ мы можем определить надежность того, что наше $\overline{W}$, полученное по малому числу наблюдений, не выйдет за пределы интервала длины $aS_{\overline{w}}$, где a определяется желаемой надежностью.

Таблица 1

Характеристика кварцев по характеру включений и трещиноватости

Тип кварца	Содержание кварца в пробах (в %)													
	р. Памир		р. Аму-Дарья			р. Сыр-Дарья			р. Зеравшан			р. Кура		
	935а Памир	939 Лянгар	940 Ваханг-Дарья	902 Баймак	875 Чарджоу	145 Джамшиль-коль	6 Энбекчи	59 Устье	1 Кишлак Вадиф	22 Суфиан	43 Каракуль	15а Варздзия	26а Рустави	42а Устье Куры
Трещиноватый	13,5	8,0	14,4	13,0	18,3	9,5	11,8	8,0	7,3	5,0	6,5	1,7	3,8	11,7
Кварц с крупными включениями	9,8	8,0	11,7	6,8	12,4	9,8	10,5	5,0	8,4	4,2	5,0	28,5	11,3	13,0
Игольчатый кварц	21,7	16,0	17,8	22,0	16,7	8,8	16,0	21,7	24,0	19,0	24,5	31,2	33,0	17,6
Полупрозрачный	21,0	27,8	22,1	18,0	20,6	22,9	21,6	9,0	6,6	13,6	8,5	—	17,3	11,3
Непрозрачный	9,6	5,3	2,3	2,3	1,0	9,5	4,8	3,8	0,7	3,8	4,5	0,4	3,0	3,6
Кварц без включений	13,0	20,0	8,0	7,0	5,7	5,8	8,8	21,5	34,0	26,3	17,5	34,5	23,8	33,4
Опалесцирующий	2,0	2,0	0,8	—	1,0	1,1	3,6	1,0	2,5	2,1	1,0	3,7	7,8	9,4
Регенерированный	—	0,4	0,8	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—
Кварц с густой сетью ориентированных трещин	9,4	12,5	22,0	31,0	24,2	32,6	22,5	30,0	16,5	26,0	32,5	—	—	—
Общее число подсчитанных зерен в пробе	393	252	324	269	299	347	439	385	272	242	407	301	370	222

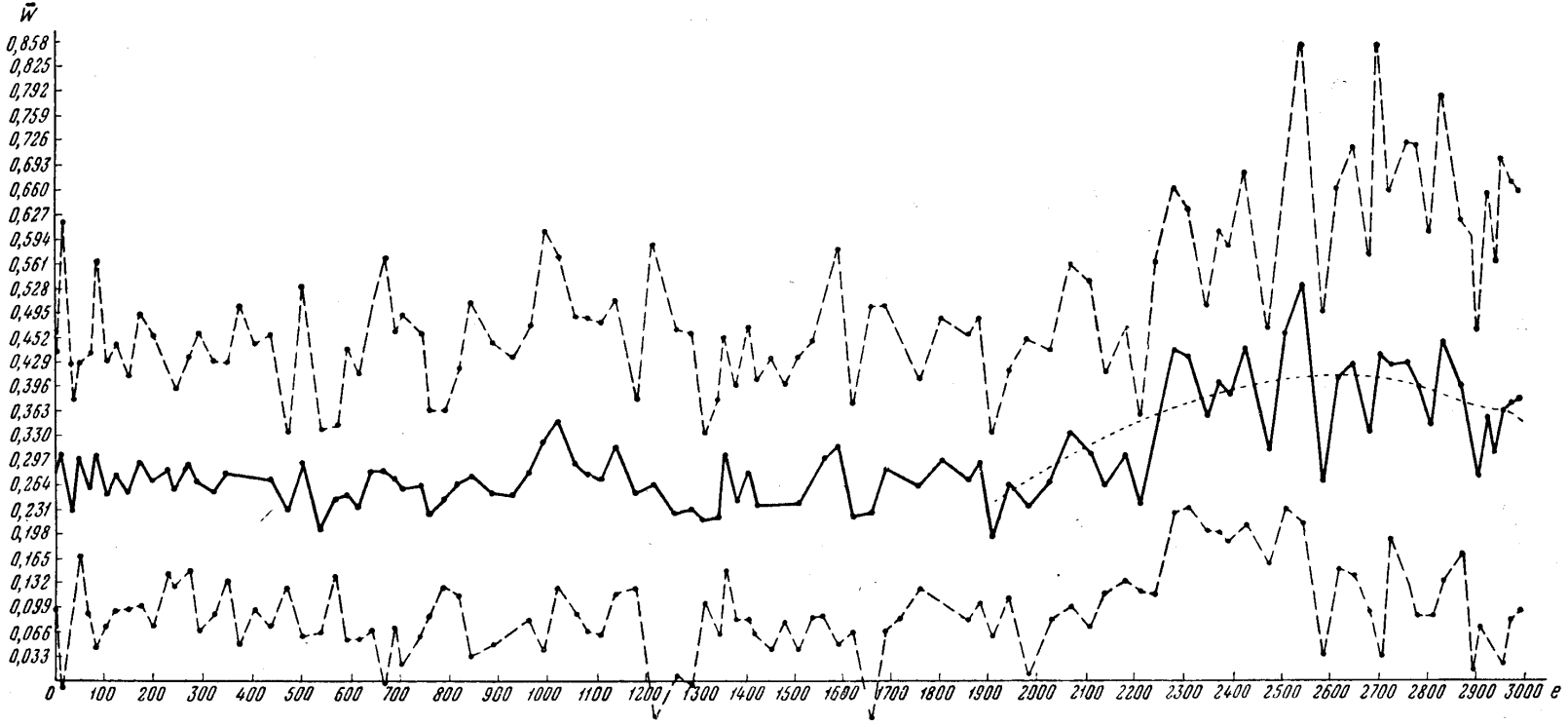


Рис. 1. Изменение средней величины коэффициента Вадела ($\overline{W}$) вниз по Сыр-Дарье. Пунктирными линиями показаны значения $\overline{W}+2S_{\overline{\omega}}$

На рис. 1 данные из табл. 2 представлены в графическом виде. При этом пунктирные линии показывают границы, из которых с надежностью 0,95 не выйдет наблюденное среднее, изображенное сплошной линией. Ознакомление с данными в табл. 2 и на рис. 1 показывает, что по величинам $\overline{W}$ вся река может быть разделена на две части. Первую часть составляют верхние 1900 *км*. В пределах этой части мы не наблюдали какой-либо эволюции в значениях $\overline{W}$. Ниже по течению располагается второй участок, занимающий течение реки вплоть до ее впадения в море. На этом участке видна эволюция значений $\overline{W}$, близкая к параболической. Апроксимирующая этот участок парабола, подобранная по методу Чебышева, показана на рис. 1 точечным пунктиром.

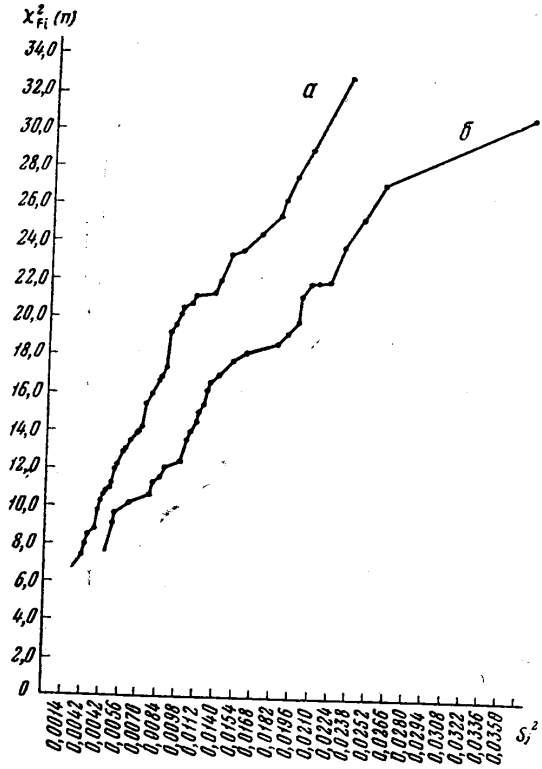


Рис. 2. Диаграмма оценок дисперсий по критерию Бартлета для верхнего (*а*) и нижнего (*б*) участков Сыр-Дарьи

Разделив реку на две части, изучим каждый из выделенных участков. Для этого прежде всего выясним, однородна ли дисперсия величины W во всех точках опробования. Если существует процесс эволюции неоднородности материала в пробах или в разных пробах разброс величин различен, то дисперсии будут различны. В качестве критерия однородности дисперсий нами был взят критерий Бартлета. Если точки в системе координат $\chi^2_{Fi}(h) \cdot S_i^2$, где $\chi^2_{Fi}(n)$ определяется по специальным таблицам (Хальд, 1956), лягут примерно на одну прямую, то различия в дисперсиях случайны. Если же дисперсии различны, то точки дадут на координатной плоскости ту или иную кривую. На рис. 2 приведены графики критерия Бартлета для верхнего (*а*) и нижнего (*б*) участков изученной реки. Как видно из рис. 2, указаний на неоднородности дисперсий в пределах каждого из выделенных участков мы не обнаружили.

На рис. 3 приведены графики для обоих выделенных участков, характеризующие силу линейной связи между измеренными свойствами i-й пробы и $i+k$-й (где $k = 1,2, \ldots, n$) пробы для значений средних $\overline{W}$ (Вистелиус, 1954) и статистик дисперсий S^2 (Russel, 1937). При этом для нижнего участка при изучении автокорреляции между $\overline{W}$ соседних проб из значений $\overline{W}$ была удалена параболическая компонента ($\overline{W}'$), т. е. получалась автокорреляция между значениями $\overline{W}_i - \overline{W}_i'$ и $\overline{W}_{i+k} - \overline{W}_{i+k}'$. Как видно из приведенных графиков, можно полагать, что между $\overline{W}_i$ и $\overline{W}_{i+k}$ для верхнего участка и $(\overline{W}_i - \overline{W}_i')$ и $(\overline{W}_{i+k} - \overline{W}_i')$ для нижнего участка

Таблица 2

Средние значения коэффициента Вадела ($\overline{W}$) и его дисперсии ($S_{\overline{W}}$) по р. Сыр-Дарья

Номер образца	Место взятия пробы	Расстояние от предыдущей пробы, *км*	Среднее значение $\overline{W}$ по 17 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)	Расстояние от начала реки до данной пробы, *км*
145	Джашил-коль	—	0,265	0,062	—
144	Арабель	16	0,304	0,137	16
143	Тянь-Шань	20	0,255	0,071	36
142	Джетым-бель	14	0,302	0,062	50
141	Суск	22	0,258	0,079	72
140	Кутанбет	12	0,306	0,119	84
139	Тарагай	22	0,249	0,082	106
138	Караколпа	22	0,277	0,081	128
137	Курменты	22	0,248	0,071	150
136	Молдабаши	22	0,295	0,091	172
135	Джан-болат	28	0,267	0,090	200
134	Ири-су	29	0,285	0,063	229
133	Кенеши	16	0,256	0,060	245
132	Карабук	28	0,291	0,098	273
131	Кызыл-аскер	22	0,266	0,093	295
130	Учкун	28	0,253	0,084	323
129	Актал	28	0,278	0,066	351
128	Угут	20	0,274	0,104	371
127	Бешколь	39	0,273	0,075	410
126	Карабулун	32	0,271	0,091	442
125	Дупкур	24	0,227	0,045	466
124	Карабулак	38	0,298	0,110	504
123	Орго	35	0,201	0,065	539
122	Кызыл-Джазы	33	0,241	0,045	572
121	Октябрь	22	0,247	0,090	594
120	Токтогул	22	0,233	0,081	616
119	Карасу	26	0,284	0,099	642
118	Бекечан	28	0,284	0,134	670
117	Курп	22	0,271	0,088	692
116	Ташкумур	16	0,259	0,110	708
115	Уч-курган	38	0,264	0,093	746
114	Курама	16	0,224	0,062	762
113	Каракуль	28	0,244	0,054	790
112	Бараматут	28	0,266	0,069	818
111	Туда	28	0,274	0,110	846
110	Гурум-сарай	42	0,255	0,094	888
109	Ак-джар	46	0,252	0,085	934
108	Булак	30	0,279	0,090	964
107	Мельниково	31	0,323	0,130	995
106	Веревкино	28	0,349	0,102	1023
105	Унжи	39	0,291	0,088	1062
104	Дигмай	20	0,275	0,095	1082
103	Беговат	28	0,268	0,094	1110
102	Кият	28	0,314	0,091	1138
101	Крупский	41	0,253	0,057	1179
100	Митак	39	0,263	0,148	1218

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Место взятия пробы	Расстояние от предыдущей пробы, км	Среднее значение $\overline{W}$ по 17 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)	Расстояние от начала реки до данной пробы, км
1	Ж-д. мост	40	0,227	0,115	1258
2	Зимник	37	0,231	0,079	1295
3	Паром	26	0,214	0,052	1321
4	Новое русло	30	0,220	0,072	1351
5	Чардара	12	0,306	0,075	1363
6	Энбекчи	22	0,238	0,071	1385
7	Кок-су	22	0,283	0,091	1407
8	Кл. Читта	20	0,241	0 076	1427
9	Ур. Кок-тал-тугай	30	0,243	0,091	1457
10	Сют-кент	25	0,242	0,075	1482
11	Байракум	30	0,242	0,088	1512
12	Ашиколь	30	0,270	0,085	1542
13	Акынтам	23	0,299	0,096	1565
14	Свх. Каракуль	31	0,317	0,124	1596
15	Арысь	30	0,215	0,068	1626
16	Майлытугай	34	0,237	0,129	1660
17	Сумагар	31	0,288	0,098	1691
18	им. Буденного	30	0,272	0,085	1721
19	Кумколь	38	0,262	0,063	1759
20	Нов. Сауран	46	0,296	0,085	1805
21	Беш-Арык	55	0,269	0,085	1860
22	Разъезд № 27	23	0,295	0,085	1883
23	Яны-Курган	27	0,191	0,065	1910
24	Тюмень-Арык	33	0,263	0,071	1943
25	Калган-Дарья	40	0,234	0,103	1983
26	Чиили	45	0,266	0,102	2028
27	Уртакшыль	40	0,332	0,105	2068
28	Тартугай	40	0,308	0,108	2108
29	им. Ким	30	0,260	0,066	2138
30	Победа	45	0,309	0,077	2183
31	Разъезд № 14	35	0,234	0,102	2218
32	Берказань	25	0,339	0,104	2243
33	Кзыл-Орда	40	0,447	0,099	2283
34	Кара-Узяк	30	0,436	0,092	2313
35	Терень-Узяк	36	0,352	0,071	2349
36	Ак-Арык	20	0,406	0,093	2369
37	Джалгаш	25	0,384	0,088	2394
38	Кара-Кеткен	36	0,449	0,110	2430
39	Айдар	46	0,306	0,072	2476
40	Джана-Турмыс	33	0,468	0,108	2509
41	Джусалы	35	0,533	0,146	2544
42	Хорхут	40	0,265	0,109	2584
43	Кеме-Салган	37	0,410	0,117	2621
44	Елчибай	30	0,425	0,133	2651
45	Акай	27	0,330	0,109	2678
46	Бай-Хожа	25	0,439	0,189	2703
47	Кентук	21	0,425	0,105	2724

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Место взятия пробы	Расстояние от предыдущей пробы, (км)	Среднее значение $\overline{W}$ по 17 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)	Расстояние от начала реки до данной пробы, (км)
48	Майлибаш	38	0,429	0,136	2762
49	им. Джамбула	17	0,408	0,143	2779
50	Казалинск	32	0,346	0,117	2811
51	Берлик	24	0,458	0,151	2835
52	Акжана	35	0,395	0,102	2870
53	Бик-Баули	22	0,304	0,135	2892
54	Кзыл-жар	12	0,272	0,089	2904
55	Аман-Уткуль	23	0,359	0,138	2927
56	Кара-Куль	13	0,300	0,120	2940
57	Жана-Курлыс	15	0,363	0,157	2955
58	Кичкембай	16	0,373	0,136	2971
59	Устье	20	0,377	0,130	2991

автокорреляции не обнаружено. Что касается дисперсий, то дисперсии S^2_{Wi} для верхнего участка независимы, а для нижнего участка дисперсии связаны. Правда, связь эта на границе значимости, но систематический ход кривой на кореллограмме (рис. 3, *IIб*), как нам кажется, говорит за

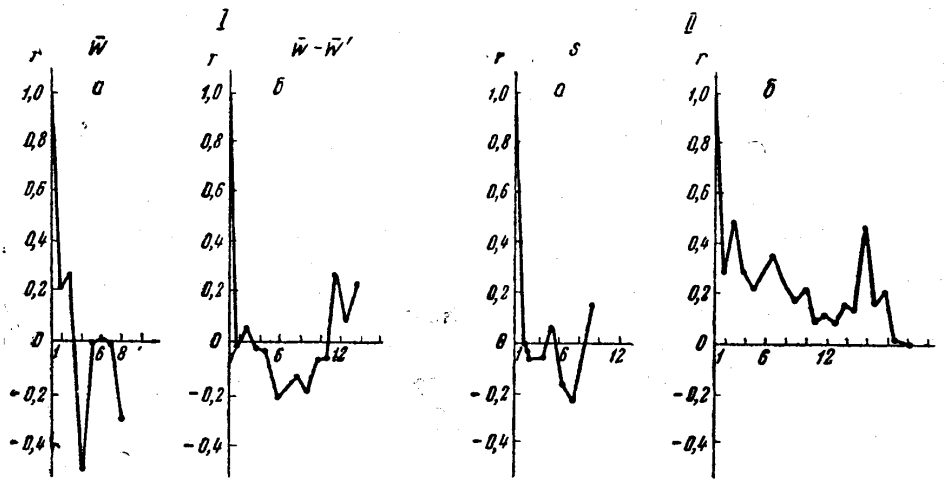


Рис. 3. *I* — кореллограммы значений $\overline{W}$ для верхнего участка (*а*) и $\overline{W}-\overline{W}'$ для нижнего участка Сыр-Дарьи; *II* — кореллограммы дисперсий W по верхнему (*а*) и нижнему (*б*) участкам Сыр-Дарьи

реальность существования связи. Подобную картину естественно ожидать, если подмыв и обрушение берега в реку дадут примесь значительного количества материала, отличающегося от транспортируемого рекой по своим значениям $\overline{W}$.

Река Аму-Дарья

Следующей крупной речной системой, исследованной нами, является система р. Аму-Дарья. Истоки Аму-Дарьи беруг начало в обширной депрессии, располагающейся между Ваханским хребтом и Гиндукушем и дренируемой Вахан-Дарьей. Картографический материал и просмотр долины Вахан-Дарьи с высот у сел. Лянгар-Кошт показывает, что долина эта хорошо разработана. У сел. Лянгар-Кошт в Вахан-Дарью

впадает р. Памир. Последняя берет начало из озера Зор-Куль, выше которого продолжается ручьем Мукур-Чиль-Об, дренирующим обширную депрессию почти до оз. Кук-Джигит. С юго-востока в Зор-Куль впадает ручей, дренирующий несколько мелких озер (Чакан-Куль). Верхняя часть р. Памир оз. Зор-Куль и более восточные районы занимают крупную депрессию со следами ледниковой деятельности. В западной части депрессии, высоко над правым берегом Памира А. Б. Вистелиус в 1956 г. наблюдал горизонтальнолежащие хорошо отсортированные светлые слоистые песчаные отложения. Подобные отложения могли бы быть образованы осадками крупного озера, по-видимому, занимавшего всю описанную депрессию до прорыва вод через Ваханский хребет в долину Вахан-Дарьи. Нижнее течение Памира представляет сплошной порог, занимая дно узкого V-образного ущелья, секущего Ваханский хребет. После впадения Памира в Вахан-Дарью река приобретает название Пянджа и течет по долине, образованной мелкими, плохо выраженными депрессиями, где река расширяется, и многочисленными каньонами. Эти каньоны особенно ярко выражены при пересечении рекой Дарвазского хребта.

Начиная примерно от сел. Баг река входит в область крупных депрессий, сложенных молодыми конгломератами, принимает справа р. Вахш и ниже называется Аму-Дарьей. После пересечения небольшого хребта Кугитанг, ниже сел. Чаршанга, река входит на депрессию, занятую пустыней Кара-Кум и вплоть до Султан-Уиз-Дага не дренирует никаких горных сооружений. У Султан-Уиз-Дага река пересекает выходы палеозойских мраморизованных известняков и ниже Ходжейли начинает делиться на рукава, образуя обширную дельту. В пределах дельты и непосредственно у ее окончания в море известны выходы миоценовых и верхнемеловых отложений (Вистелиус, 1959). Отбор проб на реке, произведенный с июля по сентябрь 1956 г., выполнялся от г. Керки до устья с самолета-амфибия Ш-2 с вершин отмелей, расположенных в середине реки. От г. Керки до сел. Верхний Пяндж пробы также брались с вершин отмелей с катера. Наконец, выше сел. Нижний Пяндж пробы отбирались с вершин отмелей или из воды у правого берега реки. Специально следует оговорить условия отбора пробы из Вахан-Дарьи — она была взята из отмели в устье этой реки, обтекаемой со всех сторон ее водами и лишенной влияния вод р. Памир, оттесняемых к правому берегу.

Таблица 3

Средние значения коэффициента Вадела ($\overline{W}$) и его дисперсии ($S_{\overline{w}}$) по р. Памир

Номер образца	Место взятия пробы	Расстояние между пробами, *км*	Среднее значение $\overline{W}$ по 10 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{w}}$)	Расстояние от начала реки до данной пробы, *км*
933	Кук-Джигит	—	0,356	0,138	—
935	Мукур-чиль-об	10	0,370	0,115	10
934	Чокан-куль	2,5	0,367	0,125	12,5
935а	Памир	20	0,333	0,072	32,5
936	Кумды	27,5	0,266	0,079	60,0
937	Горматык	22,5	0,323	0,096	82,5
938	Мац	27,5	0,328	0,076	110,0
939	Лянгар	25,0	0,302	0,104	135,0

До р. Вахан-Дарья 5,0 *км*

Как видно из табл. 1, кварцы из аллювия рек Вахан-Дарья и Аму-Дарья сравнительно близки между собой, характеризуясь относительно высоким содержанием разности с густой сетью ориентированных трещин. Интересно отметить, что в аллювии р. Памир этот тип кварца распространен значительно меньше, чем в Аму-Дарье. При этом в нем широкое распространение приобретает кварц без включений, мало распространенный в аллювии Аму-Дарьи.

Данные, приведенные в табл. 3, 4 и 5, показывают наличие трех отдельных областей, выделяющихся по окатанности зерен кварца

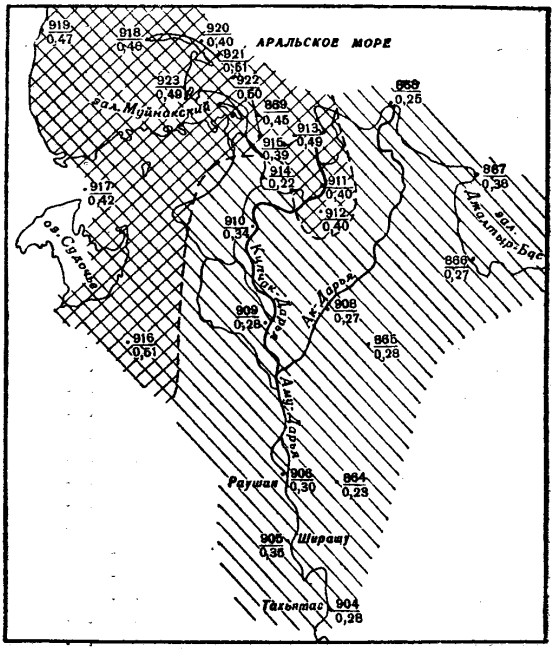


Рис. 4. Коэффициент окатанности Вадела ($\overline{W}$) в устье Аму-Дарьи. Числитель дроби обозначает номер пробы, знаменатель — коэффициент окатанности $\overline{W}$

(в каждой точке опробования измерялась окатанность 10 зерен). Первая область охватывает р. Памир, оз. Зор-Куль и Кук-Джигит и ручей Мукур-Чиль-Об. Кварцевые зерна в аллювии этой области характеризуются высокими значениями $\overline{W}$. Затем следует участок, длиной около 2100 *км*, начинающийся в устье Вахан-Дарьи и заканчивающийся у сел. Заир в верхней части дельты реки. Этот участок представляет основной интерес при изучении процесса окатывания песчинок. Наконец, третья часть — это область собственно дельты. Как видно из табл. 5, эта область характеризуется весьма своеобразным распределением зерен по их форме. При этом хорошо окатанные разности тяготеют к пробе Муйнак, как это видно из схемы на рис. 4.

Проанализируем наблюдения, сделанные на каждом из характерных участков.

Первый участок охватывает р. Памир и лежащие восточнее ее пробы и характеризуется относительно высокой окатанностью кварцевых зерен, как это видно из табл. 3 и рис. 5*а*. Можно предполагать, что современный аллювий обогащен древним песчаным материалом из отложений «Палеозоркуля», как предполагаем, заполнявшего ранее всю эту

Таблица 4

Средние значения коэффициента Вадела ($\overline{W}$) и его дисперсии ($S_{\overline{W}}$) по р. Аму-Дарья

Номер образца	Место взятия пробы	Расстояние между пробами L, км	Среднее значение $\overline{W}$ по 10 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)	Расстояние от начала реки до данной пробы l, км	Номер образца	Место взятия пробы	Расстояние между пробами L, км	Среднее значение $\overline{W}$ по 10 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)	Расстояние от начала реки до данной пробы l, км
940	Вахан-Дарья	5,0	0,179	0,081	0,0	870	Керки	30,0	0,186	0,048	1200,0
941	Вранг	30,0	0,204	0,089	30,0	871	Халач	30,0	0,191	0,062	1230,0
942	Шитхарв	32,0	0,210	0,076	62,0	872	Польварт	45,0	0,206	0,090	1275,0
943	Удит	27,0	0,214	0,064	89,0	873	Бекаули	50,0	0,210	0,067	1325,0
944	Амалер	38,0	0,164	0,051	127,0	874	Наразым	30,0	0,220	0,063	1355,0
945	Борашор	27,0	0,204	0,080	154,0	875	Чарджоу	55,0	0,204	0,065	1410,0
946	Сист	22,0	0,187	0,051	176,0	876	Карамыш	15,0	0,241	0,063	1424,0
947	Наводок	37,0	0,222	0,075	213,0	877	Дейнау	22,5	0,245	0,057	1447,0
950	Баръюмч	23,5	0,172	0,051	236,5	878	Шача	15,0	0,285	0,090	1462,5
951	Пастхуф	26,5	0,188	0,065	263,0	879	Ак-рабат	15,0	0,239	0,062	1477,5
953	Вамд	30,0	0,212	0,063	293,0	880	Нар-кыз	40,0	0,257	0,087	1517,5
956	Даштак	65,0	0,192	0,036	358,0	881	Кабаклы	30,0	0,295	0,058	1547,5
957	Тогмай	25,0	0,188	0,076	383,0	883	Дая-хатын	37,5	0,192	0,070	1585,0
958	Рузвай	27,0	0,210	0,070	410,0	884	Гугерджели	22,5	0,211	0,054	1607,5
959	Йогид	30,0	0,207	0,067	440,0	885	Кранч	20,0	0,319	0,120	1627,5
960	Рохак	33,0	0,207	0,037	473,0	886	Дарган-ата	15,0	0,314	0,153	1642,5
965	Хирманчжоу	46,0	0,169	0,066	519,0	887	Кара-Айгыр	20,0	0,290	0,110	1662,5
966	Баг	70,0	0,236	0,056	585,0	888	Киргиз-аул	15,0	0,276	0,079	1677,5
967	Орта-Тугай	32,0	0,217	0,078	621,0	889	Даш-кала	15,0	0,253	0,077	1692,5
968	Кызыл-су	45,0	0,244	0,076	666,0	890	Кукус	25,0	0,259	0,136	1717,5
970	Кокуль	25,0	0,208	0,068	691,0	891	Мешеклы	15,0	0,225	0,090	1732,5
971	Кировабад	47,0	0,260	0,057	738,0	892	Кула-тау	15,0	0,265	0,087	1747,5
972	Караул-Тюбе	25,0	0,178	0,066	763,0	893	Янги-базар	35,0	0,284	0,168	1782,5
973	Нижний Пяндж	42,0	0,188	0,056	805,0	894	Турткуль	30,0	0,265	0,065	1812,5
974	Буры	20,0	0,199	0,051	825,0	895	Сары-бий	20,0	0,257	0,082	1832,5
976	Кулук-Тепе	20,0	0,206	0,044	845,0	896	Шаббаз	20,0	0,233	0,052	1852,5
977	Айвадж	20,0	0,196	0,072	865,0	897	Гурлен	27,5	0,241	0,085	1880,0
978	Заирхо	35,0	0,229	0,063	900,0	898	Нурмамбай	10,0	0,247	0,076	1890,0
979	Ходжа Гульсуар	30,0	0,212	0,079	930,0	899	Кую-Купыр	24,0	0,313	0,119	1914,0
981	Термез	35,0	0,222	0,088	965,0	900	Кипчак	23,5	0,281	0,093	1937,5
982	Арал	15,0	0,218	0,048	980,0	901	Азатлык	20,0	0,248	0,051	1957,5
983	Шур-об	10,0	0,200	0,053	990,0	902	Баймак	35,0	0,266	0,070	1992,5
984	Балдырь	25,0	0,172	0,027	1015,0	903	Каганович	15,0	0,255	0,063	2007,5
985	Курган-Тюбе	20,0	0,198	0,059	1035,0	904	Тахьятас	27,5	0,280	0,067	2035,0
987	Келиф	20,0	0,184	0,049	1055,0	905	Ширашу	20,0	0,329	0,132	2055,0
988	Кум-Пате	25,0	0,170	0,056	1080,0	906	Раушан	20,0	0,302	0,085	2075,0
989	Мукры	50,0	0,225	0,069	1130,0	907	Кызыл-джар	10,0	0,299	0,174	2085,0
990	Тыль-Тель	40,0	0,226	0,091	1170,0	908	Заир	15,0	0,270	0,167	2100,0

депрессию. В настоящее время, после прорыва р. Памир через Ваханский хребет, эта область оказалась присоединенной к бассейну Аму-Дарьи, но генетически она чужда ему. Интересно отметить, что к ней также тяготеет весьма своеобразная провинция тяжелых минералов (Вистелиус, 1958).

Второй участок, длиной около 2100 *км*, представляет для нас наибольший интерес. Как видно из табл. 4 и рис. 5*б*, он должен быть разделен на две части. Первая часть от Вахан-Дарьи до Керки, длиной около 1200 *км* не показывает никаких признаков эволюции окатанности. Значения $\overline{W}$ случайно колеблются около $\overline{W}$, близкого к 0,2. Начиная от пробы Керки и вплоть до Заира наблюдается постепенный, в целом, линейный рост значений $\overline{W}$. Для выяснения специфики эволюции значений $\overline{W}$ мы отдельно изучили дисперсии и автокорреляцион-

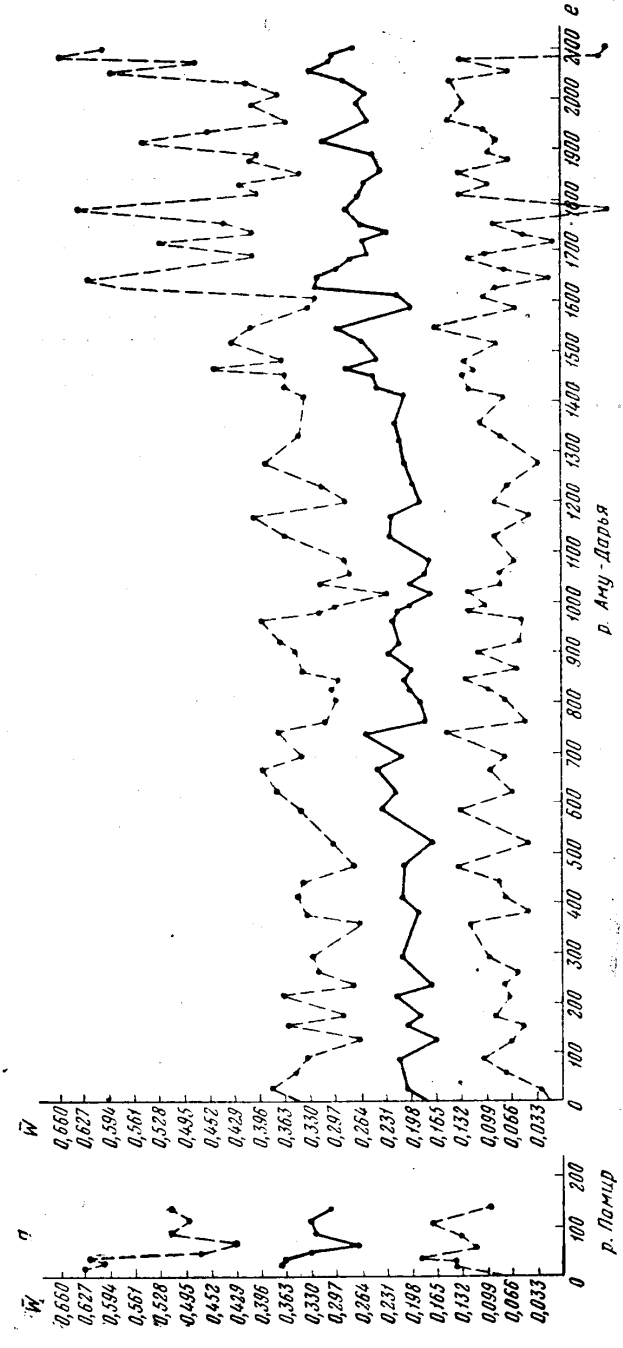


Рис. 5. Изменение средней величины коэффициента Вадела ($\overline{W}$) вниз по р. Памир (*а*) и р. Аму-Дарье (*б*)

Таблица 5

Средние значения коэффициента Вадела ($\overline{W}$) и его дисперсии в устье р. Аму-Дарья

Номер образца	Место взятия пробы	Среднее значение $\overline{W}$ по 10 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ $(S_{\overline{W}})$	Номер образца	Место взятия породы	Среднее значение $\overline{W}$ по 10 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ $(S_{\overline{W}})$
864	Уйгургуль	0,228	0,082	914	Берлик	0,216	0,102
865	Шейхаман	0,279	0,117	915	Колхоз им. Калинина	0,387	0,107
866	Казак-Дарья	0,271	0,080	916	Ак-суат	0,512	0,139
867	Узун-Каир	0,381	0,145	917	Урда	0,425	0,236
868	Ак-кала	0,248	0,085	918	Тигровый хвост	0,461	0,181
869	Муйнак	0,448	0,142	919	Куш-тау	0,471	0,091
909	Кипчак-Дарья	0,285	0,120	920	Плато	0,395	0,080
910	Шеге-Куль	0,335	0,131	921	Озеро	0,512	0,147
911	Баният-шабра	0,399	0,138	922	Лагуна	0,502	0,158
912	Майпост	0,402	0,108	923	Уч-сай	0,434	0,147
913	Отмель	0,494	0,125				

ные связи между значениями $\overline{W}$, $\overline{W}-\overline{W}'$ и S для каждого из исследованных участков. При этом выяснилось, что верхняя часть имеет дисперсии, случайно отличающиеся друг от друга (рис. 6 и 7); значения для соседних участков также линейно не зависимы друг от друга, как это видно на рис. 8.

Нижний участок имеет различные дисперсии W для разных проб, величины S, по-видимому, слабо линейно связаны между собой в соседних пробах (рис. 6*б*), относительно связи между $W_i-\overline{W}_i'$ и $\overline{W}_{i+k}-\overline{W}'_{i+k}$ трудно высказать определенное заключение, но, возможно, что они слабо связаны для $k=1$.

Анализируя приведенные данные, легко обнаружить, что поведение W на нижнем и верхнем участке отлично друг от друга, причем различия, без учета систематической компоненты для $\overline{W}$, происходят главным образом за счет поведения дисперсии.

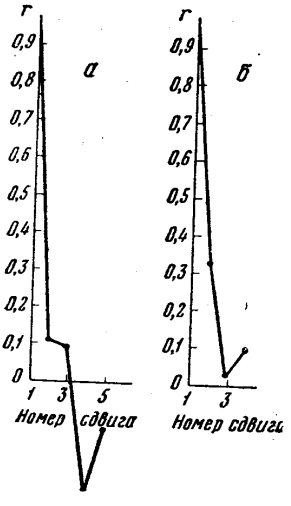


Рис. 6. Кореллограммы дисперсий W по верхнему (*а*) и нижнему (*б*) участкам Аму-Дарьи

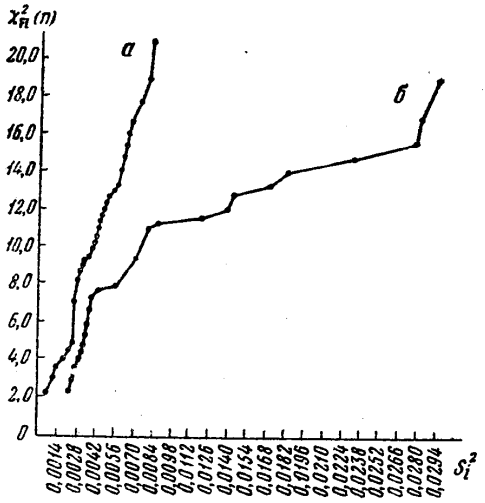


Рис. 7. Диаграммы оценок дисперсий по критерию Бартлета для верхнего (*а*) и нижнего (*б*) участков р. Аму-Дарьи

Как мы отмечали, кроме рассмотренных участков, выделяется еще один, характеризующийся чрезвычайной неоднородностью. Этот участок охватывает дельту Аму-Дарьи и прилегающие к ней области. На рис. 4 нанесены цифровые данные величин $\overline{W}$, заимствованные из табл. 5. Как видно из рис. 4, вся дельта разделяется на две части — одну центральную и восточную и вторую — внешнюю западную. Центральная и восточная части дельты сложены материалом с низкими, типичными для Аму-Дарьи, величинами $\overline{W}$. В большинстве случаев здесь $0{,}23<\overline{W}<0{,}30$, но иногда наблюдаются $\overline{W}$ до 0,39. При этом некоторые из таких повышенных значений появляются неожиданно (например, точка 867). Внешняя и западная части дельты и прилегающие районы характеризуются более высокими $\overline{W}$, которые здесь $>0{,}39$ и достигают 0,51. Сопоставляя положение областей со специфическими значениями $\overline{W}$, нужно иметь в виду, что центральная и восточная части прилегают к низменной части западных Кызыл-Кумов и имеют небольшие невысокие останцы с выходами миоценовых песчаников. Западная часть дельты прилегает к высокому восточному чинку Устюрта, из которого поступает сравнительно хорошо окатанный материал из песчаных прослоев миоцена. Во внешней же части дельты располагается крупный выход меловых песков, энергично размывающихся в настоящее время и за счет переотложения образующих косу Тигровый хвост. Таким образом, восточная и центральная часть дельты сложены амударьинским материалом с незначительной, локальной примесью материала местного происхождения. Западная и внешняя части дельты содержат высокий процент местного материала, сильно загрязняющего принесенный Аму-Дарьей аллювий. Таким образом, дельтовую область Аму-Дарьи нельзя считать однородной по своему материалу и изучать как продукт аккумуляции только амударьинского твердого стока. Эта область весьма неоднородна по своему происхождению. Аналогичные наблюдения имеются в настоящее время и по дельте Волги.

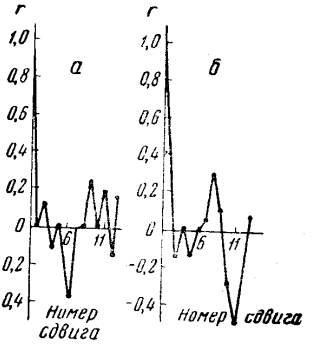


Рис. 8. Кореллограммы значений $\overline{W}$ для верхнего участка реки (*а*) и $\overline{W}-\overline{W}$ для нижнего (*б*) участка Аму-Дарьи

Важно отметить, что по мере приближения к погребенной структуре, материал в дельте начинает все более загрязняться выносами из этой структуры, что позволяет использовать карты величин $\overline{W}$ для поисков скрытых структур в подходящей геологической обстановке.

Река Зеравшан

Река Зеравшан начинается из-под Алайского ледника и течет далее по узкому каньону, обрывы которого сложены палеозойскими породами и несогласно лежащими на них молодыми конгломератами. Близ сел. Уата река выходит на широкую долину, ниже г. Самарканда разделяется на два русла и ниже г. Бухары превращается в равнинную реку, меандрирующую среди песков юго-восточной окраины пустыни Кызыл-Кум. В низовье своем река целиком разбирается арыками.

Опробование аллювия произведено от точки несколько выше сел. Вадиф, расположенного примерно в 40 *км* ниже выхода реки из-под ледника. Все пробы отобраны с отмелей у реки. Обычно эти отмели отделялись от берега протоками. В отдельных случаях, когда точка опробова-

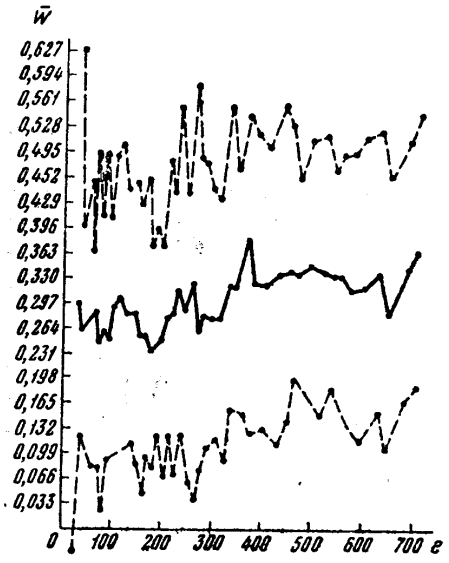


Рис. 9. Изменение средней величины коэффициента Вадела ($\overline{W}$) вниз по р. Зеравшан

ния оказывалась расположенной в узком каньоне, пропиленном в метаморфизованных отложениях палеозоя, без каких-либо отмелей (например, проба Рогдиф), пробы брались из песка, вмытого рекой в трещины отдельности коренных пород ниже уреза воды. По типу кварца, как видно из табл. 1, изученные зерна весьма близки к материалу, приносимому Аму-Дарьей.

Как видно из табл. 6, всего было опробовано 42 пункта. В каждом пункте измерялось по 26 зерен. Табл. 6 и рис. 9 показывают, что в целом река делится на два участка, граница между которыми достаточно условна. При этом участок, охватывающий верхнее течение реки (примерно до сел. Гульба), характеризуется пониженными значениями $\overline{W}$. Участок реки, охватывающий ее нижнее течение, характеризуется аллювием с зернами кварца с повышенными значениями $\overline{W}$. При этом ниже сел. Гульба наблюдается заметный рост $\overline{W}$, а затем от сел. Юкары его значения остаются примерно одинаковыми. Детального анализа эволюции значений $\overline{W}$ вниз по реке мы не делали, так как число изученных пунктов было сравнительно мало.

Река Кура

Река Кура была исследована нами от сел. Вардзия, примерно в 20 *км* от государственной границы, вплоть до впадения ее в море. Исследование было выполнено в 1948 и 1949 гг., т. е. до постройки Мингечаурского водохранилища, на дне которого оказались наши точки опробования, находящиеся выше сел. Евлах.

В пределах исследованного участка, длиной около 1000 *км*, долина реки делится на две части: верхнюю часть, охватывающую участок выше сел. Рустави и нижнюю — от Рустави до моря. В верхнем участке река принимает несколько притоков, из которых наиболее мощными являются Топорован-Чай (между Вардзией и Аспиндзой) и Арагви, впадающая в Куру ниже Мцхета. На нижнем участке, охватывающем в основном плоскую аллювиальную равнину с отдельными останцами выходов третичных отложений, река принимает справа р. Аракс, отличающуюся быстрым течением и сильным подмывом и разрушением берегов.

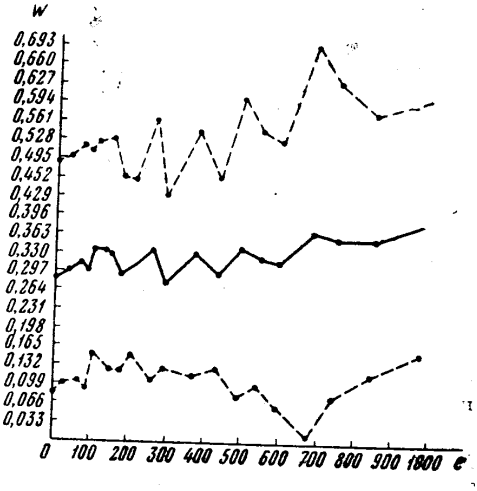


Рис. 10. Изменение средней величины коэффициента Вадела ($\overline{W}$) вниз по р. Кура

Таблица 6

Средние значения коэффициента Вадела ($\overline{W}$) и его дисперсии ($S_{\overline{W}}$) по р. Зеравшан

Место взятия пробы	Расстояние между пробами, *км*	Среднее значение $\overline{W}$ по 26 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)	Расстояние от начала реки до места взятия пробы, *км*
Кишлак Вадиф	28	0,296	0,173	28
Хугдиф	10	0,261	0,071	38
Лягариф	14	0,276	0,087	52
Собах	8	0,285	0,104	60
Матчи	9	0,242	0,084	69
Рухшиф	11	0,258	0,118	80
Исиз-боло	9	0,245	0,078	89
Ротиф	12	0,294	0,099	101
Ходжар	10	0,302	0,101	111
Обурдон	15	0,278	0,086	126
Шавадаки-бала	16	0,280	0,086	142
Пахурд	11	0,255	0,086	153
Фатьма	10	0,256	0,104	163
Сангистан	10	0,230	0,072	173
Худикат	10	0,234	0,079	183
Чашма	12	0,247	0,064	195
Вишкент	10	0,277	0,109	205
Урмитан	10	0,280	0,076	215
Уата	12	0,312	0,124	227
Вишист	13	0,284	0,080	240
Гусар	15	0,323	0,132	255
Суфиан	11	0,262	0,114	266
Пенджикент	10	0,278	0,101	276
Роджабали	13	0,275	0,087	289
Гульба	18	0,276	0,079	307
Самарканд	20	0,321	0,119	327
Кара-Дарья	15	0,317	0,078	342
Янги-кент	20	0,383	0,084	362
Юкары	12	0,321	0,098	374
Нур-так	25	0,322	0,092	399
Чала-курган	30	0,336	0,113	429
Хатырчи	15	0,338	0,100	444
Высота 416	18	0,334	0,068	462
Ак-тепа	22	0,346	0,086	484
Хоса-курган	30	0,338	0,091	514
Каршалык	20	0,332	0,071	534
Узлишкент	17	0,333	0,83	551
Суфиян	19	0,316	0,094	570
Ходжуан	26	0,319	0,099	596
Коджкомар	28	0,339	0,094	624
Свердловск	18	0,282	0,091	642
Саят	38	0,343	0,085	680
Каракуль	20	0,366	0,094	700

Таблица 7

Средние значения коэффициента Вадела ($\overline{W}$) и его дисперсии ($S_{\overline{W}}$) по р. Кура

Номер пробы	Место взятия пробы	Расстояние между пробами, км	Среднее значение $\overline{W}$ по 37 наблюдениям	Несмещенная оценка стандарта $\overline{W}$ ($S_{\overline{W}}$)
15а	Вардзиа	—	0,282	0,103
16а	Аспиндза	35	0,296	0,099
18а	Ацкури	35	0,311	0,102
19а	Вашловани	20	0,301	0,109
20а	Хошури	15	0,337	0,091
21а	Карели	30	0,331	0,100
22а	Гори	15	0,329	0,104
23а	Каспи	25	0,289	0,085
25а	Мцхета	30	0,302	0,076
26а	Рустави	55	0,336	0,116
28а	Шихлы	30	0,276	0,078
32а	Дзегам-чай	80	0,330	0,107
33а	Кировкянды	60	0,294	0,084
37а	Оджек	60	0,340	0,132
17а	Евлах	50	0,322	0,112
38а	Пираза	50	0,312	0,128
39а	Зардоб	90	0,367	0,164
40а	Шушун	60	0,356	0,140
41а	Али-Байрамлы	100	0,353	0,117
42а	Устье Куры	110	0,380	0,112

Исследованные зерна кварца, как видно из табл. 1, представлены на всем участке одним и тем же набором морфологических типов. При этом типы кварца заметно иные, чем в аллювии рек Средней Азии. Так, здесь полностью отсутствует широко распространенный в Средней Азии тип «с густой сетью ориентированных трещин». В то же время значительно чаще встречается кварц без включений и, по-видимому, с крупными включениями. Возможно также, что в аллювии Куры чаще встречаются зерна опалесцирующего кварца, редкие в Средней Азии.

При исследовании значений W в аллювии Куры был собран материал в 20 пунктах, указанных в табл. 7. При этом в каждом пункте измерялось по 37 зерен. Так как число пунктов наблюдений было сравнительно невелико, то мы ограничились только общей характеристикой изменения $\overline{W}$ вниз по реке. Как видно из табл. 7 и рис. 10, вся река делится на две части: верхнюю, охватывающую Куру до сел. Евлах, и нижнюю, начинающуюся от сел. Пираза и до моря. Первая часть характеризуется отсутствием эволюции значений $\overline{W}$. В морфологическом отношении река на этой части протекает в основном в горах, пересекая последнюю незначительную возвышенность между Евлахом и Оджеком. Вторая часть реки характеризуется аллювием со слабо возрастающими значениями $\overline{W}$. Рост этот происходит в первом приближении, по-видимому, линейно. Возможно, что на указанной части реки дисперсии $\overline{W}$ также растут. На всем протяжении второй части ее река течет по обширной аллювиальной равнине с выходами рыхлых третичных и четвертичных отложений.

ОБСУЖДЕНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Приведенный материал, охватывающий четыре реки, начинающиеся в горах и впадающие в море на равнине, показывает следующее.

а) Все изученные реки имеют два участка по величинам окатанности кварцевых зерен (фракция 0,21—0,29) в их аллювии. Верхняя часть реки охватывается первым участком. На протяжении этого участка средние значения $\overline{W}$ случайно колеблются около общего среднего, дисперсии во всех пробах случайно отличаются друг от друга, автокорреляционных связей между S и $\overline{W}$ в соседних пробах не обнаружено.

Нижняя часть реки охватывается вторым специфическим участком величин $\overline{W}$. На протяжении второго участка значения $\overline{W}$ систематически изменяются либо квазилинейно, либо апроксимируясь параболой второго порядка. Дисперсии в пределах этого участка ведут себя различно — либо меняясь, либо случайно флюктуируя; намечается автокорреляция между соседними значениями S по пробам, возможно, существует автокорреляция между значениями Δ для соседних проб у величины $\Delta = \overline{W}_i - \overline{W}'_i$.

б) На примере р. Памир видно, что в пределах одной речной системы различные притоки или части реки могут иметь совершенно различный по степени окатанности материал, с появлением хорошо окатанного материала в истоках реки.

в) Дельтовые части рек в некоторых случаях по величинам W представляют гетерогенные области. Здесь происходит накопление значительного количества материала как за счет осадков, приносимых рекой, так и за счет разрушения останцов в пределах дельты и выноса материала из обрамления дельт (Устюрт).

Рассматривая участок реки, на протяжении которого происходит эволюция средних значений $\overline{W}$, можно предполагать, что происходит либо окатывание материала по мере его переноса, либо систематическое прибавление в реку хорошо окатанного материала за счет размыва берегов. Что такой материал имеется в низовьях детально изученных нами Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, очевидно из данных, приведенных нами по дельте Аму-Дарьи; как только мы приближаемся к выходам меловых или третичных отложений, так сразу же наблюдается рост значений $\overline{W}$. Это согласуется и с общими сведениями о морских отложениях Закаспия и запада Средней Азии, так как просмотр большого количества шлифов из третичных и меловых пород этих районов указывает, что кварцевые зерна в них более окатаны, чем в современном аллювии Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи.

Анализируя приведенные наблюдения, можно предположить, что при постепенной окатываемости зерен мы должны получить простую функцию $\overline{W}$ от пройденного пути (x), т. е. $\overline{W}' = L(x)$.

Трудно предположить, чтобы колебания наблюденных значений средней окатанности (W) около линейной компоненты $L(x)$ не были бы случайны в рассматриваемом варианте. Таким образом, если $\overline{W}' = L(x)$, то величины $\Delta i = W_i - \overline{W}'_{i+k}$ и $\Delta i + k = W_{i+k} - \overline{W}'_{i+k}$ не должны быть связаны между собой для значений $k \neq 0$. На самом деле значения Δi и $\Delta i + k$, по-видимому, являются связанными между собой для $k = 1$. Аналогично кажется, что при $\overline{W}' = L(x)$ дисперсия W во всех пробах должна быть одного порядка и непонятно, чем вызвалась бы автокорреляция между S_i и S_{i+k}, которую мы наблюдали, а также неравенство дисперсий. Наоборот, в

случае поступления примесей хорошо окатанного материала мы получили бы зависимость типа:

$$\overline{W} = L(x) + \Phi(x_{i+k}), \text{ где } \Phi(x_{i+k+1}) = 0. \quad (1)$$

В этом случае очевидно, что, вычтя из значений $\overline{W}$ величины $L(x)$, мы получили бы автокоррелированный остаток. Это справедливо как для $\overline{W}$, так и для $S_{\overline{W}}$. В последнем случае соотношение (1) должно быть заменено:

$$S = A + F(x_{i+k}), \text{ где } F(x_{i+k+1}) = 0. \quad (2)$$

Из приведенных соображений вытекает, что эволюция окатанности вызвана скорее всего привносом в реку хорошо окатанного материала за счет размыва берегов. Этот вопрос допускает окончательное разрешение либо путем значительного увеличения числа станций наблюдений, либо за счет выполнения большого числа наблюдений над $\overline{W}$ на ряде наших станций. В первом случае для этого потребуется авторегресионный анализ (Пугачев, 1960), во втором же — разложение кривых распределения (Вистелиус, 1960).

ЛИТЕРАТУРА

Вистелиус А. Б. Пески Средней и Нижней Волги. Сборник работ Лаборатории аэрометодов АН СССР, посвященный Келлю. 1954.
Вистелиус А. Б. Схема районирования аллювиальных отложений Памира по их минеральным ассоциациям.— Докл. АН СССР, 1958, **118**, вып. 6.
Вистелиус А. Б. К вопросу о происхождении красноцветной толщи п-ова Челекен.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, вып. 6.
Вистелиус А. Б. Морфометрия обломочных частиц.— Труды Лаборатории аэрометодов АН СССР, 1960, **9**.
Леммлейн Г. Г. и Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
Пугачев В. С. Теория случайных функций и ее применение к задачам автоматического управления. М., Физматиздат, изд. 2, 1960.
Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
Чень Ли-жунь. О типах кварца в современном аллювии рек Нарына и Кара-Дарьи.— Докл. АН СССР, 1960, **134**.
Daubrée A. Études synthétiques de géologie experimentale. 1879.
Robson D. A. New technique for measuring roundness of sand grains.— J. Sediment. Petrol., 1958, **28**, N 1.
Russel R. D. and Taylor R. E. Roundness and shape of Mississippi river sands.— J. geol., 1937, **45**, № 3.
Tanner W. Size and roundness in sediments: a discussion.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, № 4.
Wadell H. Volume shape and roundness of rock particles.— J. Geol., 1932, **11**, № 5.

Д. М. Сулейманов, Н. В. Пашалы

РОЛЬ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА (БАКИНСКИЙ АРХИПЕЛАГ)

Изучение вещественного состава четвертичных отложений Бакинского архипелага имеет практический интерес, так как эти отложения при освоении морских нефтеносных площадей Азербайджана служат основанием для различных гидротехнических сооружений. Теоретический смысл этих исследований определяется тем, что они проливают свет и на историю недавнего геологического прошлого Каспия, с учетом которого должно проводиться изучение современных геологических особенностей этого уникального бассейна.

В пределах рассматриваемой площади четвертичные отложения пользуются широким распространением и в стратиграфическом отношении делятся на породы бакинского яруса, гюргянской свиты, хазарского и хвалынского ярусов. Характеризуются они непостоянной мощностью и неоднородным литологическим составом, меняющимся как в разрезе, так и по площади, что объясняется геоморфологическим планом бассейна седиментации, гидродинамическим режимом, палеоклиматическими особенностями водосборных площадей, путями миграции кластического материала и источниками питания. Главными среди последних были юго-восточный склон Большого Кавказа, Малый Кавказ и складчатое сооружение Талыша. Из второстепенных следует отметить подводные и надводные поднятия и грязевые вулканы, на роли которых мы остановимся ниже.

Изучение наиболее характерных разрезов четвертичных отложений архипелага (банка Макарова, о-в Булла, о-в Лось, о-в Глиняный, о-в Обливной и др.) показало наличие в них многочисленных прослоев сопочной брекчии, присутствие которых отражается не только на мощностях этих отложений, но и на распределении и составе как терригенной, так и аутигенной части породы.

Мощность антропогена в пределах архипелага достигает более 600 *м* с тенденцией к увеличению в южном направлении. Исключение составляет разрез банки Макарова, где она составляет 1160 *м*. Резкое увеличение мощности связано с присутствием в этом разрезе до 49% (от общей мощности) прослоев сопочной брекчии. В других разрезах присутствие сопочного материала уменьшается, что вызывает и сокращение их мощности (табл. 1).

В литологическом отношении эти отложения характеризуются в основном глинистой фацией, обогащающейся песчано-алевритовым материалом в южном направлении и в сторону современной береговой

Таблица 1

Мощность четвертичных отложений Бакинского архипелага (в *м*)

Район	Общая мощность	Бакинский ярус		Гюрганская свита		Хазарский ярус		Хвалынский ярус	
		общая	сопочная брекчия	общая	сопочная брекчия	общая	сопочная брекчия	общая	сопочная брекчия
Банка Макарова	1160	320	140	490	280	180	70	170	100
Острова									
Глиняный	490	160	30	150	35	110	30	70	10
Лось	560	180	10	170	15	110	20	100	44
Обливной	620	180	25	180	30	140	20	120	20

линии. Наилучшая отмученность глин в районе о. Булла, а наименьшая в разрезах банки Макарова, островов Лось и Обливной. Увеличение в последних разрезах песчано-алевритового материала, а иногда появление галечек глинистых пород связано не только с относительной близостью этих участков к области сноса, но и с частыми сопочными излияниями. Примером может служить банка Макарова, которая находится на значительном расстоянии от береговой зоны, но несмотря на это, разрез ее наиболее обогащен грубозернистыми образованиями за счет размыва сопочного материала.

Фиксируемые в разрезах прослои сопочной брекчии являются только частью излившейся массы, так как большая часть из них тут же размывалась и вместе с кластическим материалом, приносимым главными источниками питания, принимала участие в общем процессе механической дифференциации осадков. Наглядным примером является периодическое излияние сопочной брекчии (объемом до 0,5—0,7 млн. $м^3$) в районе банки Кумани, что приводило к превращению последней в остров, который впоследствии размывался, переходил в меридионально вытянутую косу, а потом совершенно исчез (Сулейманов, 1953).

В направлении увеличения глинистого материала повышается и содержание $CaCO_3$ (рис. 1). Представляя собой тонкозернистый агрегат, карбонат кальция вместе с глинистым материалом, отлагался вдали от берега. Некоторое увеличение содержания пелитоморфного кальцита могло происходить за счет разрушения твердых обломков сопочной брекчии, среди которых, кроме обогащенных карбонатом кальция пород третичного возраста (апшеронский ярус, продуктивная толща), присутствуют карбонатные породы и более древних, вплоть до мелового возраста, отложений (Путкарадзе, 1958). Грязевулканическая деятельность оказывала влияние не только на мощность и механическую дифференциацию осадков, но предопределяла и пестрый минеральный состав кластической части породы. Различное стратиграфическое положение корней грязевых вулканов обусловило принос различного аллотигенного материала. Преобладающими минералами тяжелой алевритовой фракции пород всех возрастных единиц являются слюды и акцессорные минералы (главным образом циркон). К главным породообразующим компонентам относятся полевые шпаты, обломки глинистых и карбонатных пород. Некоторым отличием является появление в разрезе банки Макарова роговой обманки и пироксенов и увеличение количества дистена и ставролита. В южном направлении (разрез

о-ва Обливного) также возрастает роль первых двух минералов, а в легкой фракции повышается количество обломков эффузивных пород. Увеличение последних наряду с возрастанием фемических минералов говорит о сносе материала с юго-восточного Кавказа. В южном направлении он дополнялся продуктами разрушения, по составу отвечающими породам Малого Кавказа. Значительную роль при этом играют и выбросы грязевых вулканов, в которых присутствуют обломки пород продуктивной толщи, принадлежащих к Кобыстано-Прикуринскому типу, содержащие амфиболы и пироксены. С этой же причиной мы склонны связать наличие в отдельных разрезах (банка Макарова) минералов дистен-ставролитовой группы. Локальное распространение этих минералов говорит о привносе их с севера, а далее на юг они доходили в виде единичных зерен. Наряду с этим в районе банки Макарова они могли выноситься в сопочной брекчии, в обломках которой есть породы продуктивной толщи, по минеральной ассоциации относящиеся к дистен-ильменитовой провинции В. П. Батурина (1937). Проведенные нами исследования продуктивной толщи в районе Свиной — море (Сулейманов и др., 1953) показали присутствие в отдельных образцах значительного количества дистена и ставролита. Обобщение большого фактического материала по петрографии продуктивной толщи архипелага, основанного на результатах изучения твердых продуктов выбросов грязевых вулканов, дало основание А. Л. Путкарадзе (1958) считать: «...что в разрезе продуктивной толщи Бакинского архипелага участвуют осадки всех трех известных литофациальных типов. При этом верхнюю часть разреза слагают осадки Кобыстано-Прикуринского типа, а нижняя, по-видимому, сложена осадками апшеронского и южно-каспийского типов». Поэтому присутствие в разрезе банки Макарова дистена и ставролита вполне может быть связано с выбросами пород, относящихся к осадкам апшеронского типа.

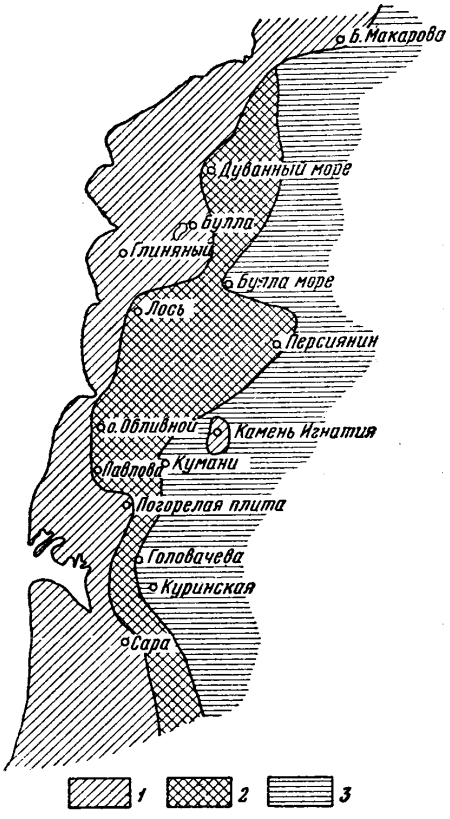


Рис. 1. Схема распределения $CaCO_3$ в четвертичных отложениях Бакинского архипелага

1 — 10—15%; *2* — 15—20%; *3* — 20—25%

Грязевой вулканизм оказывал значительное влияние и на образование аутигенных минералов. Среди последних, кроме кальцита, наибольшим распространением пользуются пирит, глауконит, гипс, ангидрит, полугидрат гипса, лимонит. Гидротроилит в отдельных случаях образует налеты по наслоению породы. Отмечаются единичные сферолиты халцедона. Наиболее эффективное влияние грязевых вулканов сказывается на формировании пирита. Последний в породах присутствует в виде микростяжений, агрегатных скоплений, желвачков, мелкорассеян-

ных зерен и псевдоморфоз по растительным остаткам и раковинам фораминифер. Развитие пирита происходило при диагенезе осадков в процессе разложения органического вещества в восстановительных условиях (сероводородная геохимическая фация, по Л. В. Пустовалову, 1933). Увеличению органического вещества способствовали и выбросы грязевых вулканов, в обломках которых присутствуют породы с повышенным содержанием органического материала. Частично образование пирита могло происходить и в связи с выделением при извержении гидротерм и газовых эманаций, содержащих сероводород. Последний способствовал непосредственной садке сульфидов железа из вод бассейна. На возможность образования пирита в процессе извержений грязевых вулканов указывает и С. А. Ковалевский (1940). Форма нахождения гипса (псевдопорфировые выделения) говорит о его сингенетичности. Обогащению вод сульфатами в некоторой мере могли способствовать и выбросы грязевых вулканов. Подтверждением этого является присутствие в разрезе продуктивной толщи Дуванный — море, на глубине 303—328 *м*, полимиктовых песчаников продуктивной толщи с гипсовым цементом, составляющим до 30% породы, которые могли выбрасываться при извержениях грязевых вулканов и обогащать в некоторой мере воды бассейна сульфатами кальция. В процессе частичной дегидратации гипс переходил в полугидрат гипса, иногда сохраняя характерную для него (гипса) форму — «ласточкин хвост». Дегидратация гипса могла приводить и к образованию ангидрита. Кроме того, присутствие последнего минерала, по Г. И. Теодоровичу, можно объяснить тем, что «в морской воде в условиях обилия NaCl и наличия $MgCl_2$ ангидрит при достаточном повышении минерализации может возникать при температуре 30°, даже 25°» (Теодорович, 1958). В исследуемых разрезах присутствует повышенное количество воднорастворимых солей. В частности, NaCl варьирует от 5,06 до 17,54 *мг/экв*, а $MgCl_2$ от 0,76 до 3,52 *мг/экв* на 100 *г.* навески (табл. 2).

Таблица 2

Воднорастворимые соли в четвертичных отложениях Бакинского архипелага (в *мг-экв*)

Место взятия образца	Количество образцов	Порода	NaCl		$MgCl_2$	
			пределы колебаний	среднее значение	пределы колебаний	среднее значение
Банка Макарова	7	Гидрослюдистые глины	9,6—17,54	12,7	0,76—3,52	2,1
Остров Обливной	6		5,06—12,28	9,19	1,56—3,52	2,3
Остров Обливной	1	Суглинки	3,48		2,84	

Периодическому повышению температуры также способствовали грязевулканические извержения, нередко сопровождающиеся пламенем, температура которого достигает более 1000°.

Извержения грязевулканов оказывали влияние и на распределение глинистых минералов. На фоне доминирующих гидрослюдистых глин отмечаются участки с примесью некоторого количества монтмориллонита и бейделлита.

Появление этих минералов в южном направлении может быть обусловлено увеличением содержания амфиболов и пироксенов, за счет разложения которых образуется монтмориллонит. Последний минерал мог образоваться и при разложении вулканических пеплов, которые присутствуют в бакинских, гюргянских, хазарских отложениях других

областей распространения антропогена (Пашалы и др., 1957). В пределах Бакинского архипелага вулканические пеплы зафиксированы в одном из прослоев сопочной брекчии бакинского яруса разреза банки Макарова и в гюргянской свите разреза о-ва Булла. Наряду с этим глинистые минералы (монтмориллонит и бейделлит) могли приноситься в бассейн в виде твердого вещества вместе с другим кластическим материалом. Об этом свидетельствует наличие этих минералов и в глинах

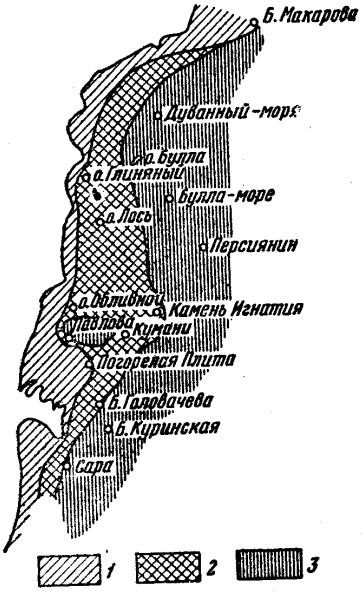


Рис. 2. Схема распределения глинистой фракции в четвертичных отложениях Бакинского архипелага

1 — 50—60%; *2* — 60—70%; *3* — >70%

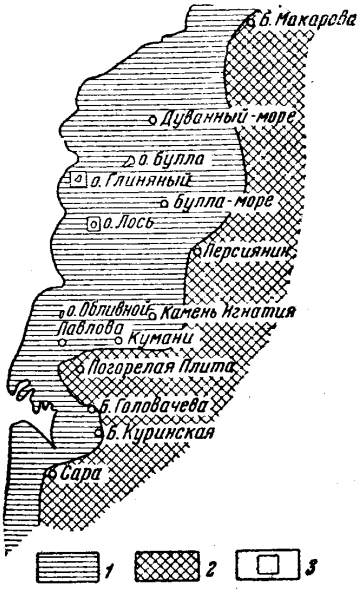


Рис. 3. Схема распределения органического углерода в четвертичных отложениях Бакинского архипелага

1 — 0,5—1%; *2* — 1—1,5%; *3* — данных нет

более древних отложений. Нами проводились исследования глинистых пород продуктивной толщи в пределах Бакинского архипелага по разрезу о-ва Свиной (рис. 2) (Сулейманов, Пашалы, 1953) с целью установления здесь комплекса глинистых минералов. Как показали анализы, здесь наряду с гидрослюдами присутствуют монтмориллонит и бейделлит, которые могли попадать в бассейн как в процессе отрицательной седиментации, так и при грязевулканических извержениях. В последнем случае среди твердых продуктов выбросов, как указывалось ранее, большим распространением пользуются обломки пород продуктивной толщи.

Своеобразие условий осадконакопления (в смысле влияния грязевого вулканизма) отразилось и на содержании органического материала, о чем упоминалось выше. Увеличение содержания органического вещества связано со степенью отмученности осадка. Хорошо отмученные глины наиболее благоприятны для его захоронения (рис. 3). Послойное изучение четвертичных отложений показало (табл. 3), что максимумы в содержании органического материала ($C_{орг}$) увязываются с периодами наиболее интенсивных излияний сопочного материала, а минимальные значения — со временем, предшествующим действию гря-

зевого вулкана (Пашалы, 1957). Органическое вещество в процессе разрушения сопочного ила вымывалось и отлагалось поблизости в дополнение к той органике, которая принимала участие в нормальном процессе осадкообразования.

Таблица 3

Среднее содержание органического углерода $C_{орг}$ в четвертичных отложениях Бакинского архипелага

Район	Бакинский ярус	Гюрганская свита	Хазарский ярус	Хвалынский ярус	Сопочная брекчия	
					ил	обломки пород
Банка Макарова	1,55 (6)*	1,22 (15)	1,19 (12)	1,57 (6)	2,29 (6)	2,55 (6)
Остров Обливной	0,67 (12)	0,42 (7)	0,81 (7)	0,74 (6)	1,9 (3)	2,15 (4)

* В скобках — количество исследованных образцов.

Из вышеизложенного видно, какое существенное влияние оказывают продукты извержения грязевых вулканов на формирование четвертичных отложений. Это дает основание полагать, что неменьшую роль они играют и при накоплении современных осадков Каспия, изучение вещественного состава которых должно лечь в основу инженерно-геологического районирования морских нефтепромысловых площадей Азербайджана и при рассмотрении этих осадков как современных аналогов нефтеносных фаций.

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. ОНТИ, 1937.
Ковалевский С. А. Грязевые вулканы южного Прикаспия. ГОНТИ, 1940.
Пашалы Н. В. К вопросу распределения органического вещества в четвертичных отложениях Бакинского архипелага.— Изв. АН Азерб. ССР, 1957, № 1.
Пашалы Н. В., Векилова Ф. И., Ракитина Л. Вулканические пеплы четвертичных отложений юго-восточной части Прикуринской низменности.— Докл. АН Азерб. ССР, 1957, **13**, № 6.
Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Пробл. сов. геол., 1933, № 1.
Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Азернефтнешр, 1958.
Сулейманов Д. М. Подводный склон побережья Каспийского моря к югу от Апшеронского полуострова. Изд-во АН Азерб. ССР, 1953.
Сулейманов Д. М., Пашалы Н. В. К литологии продуктивной толщи Бакинского архипелага.—Изв. АН Азерб. ССР, 1953, № 12.
Сулейманов Д. М., Пашалы Н. В. К петрографии глин продуктивной толщи Бакинского архипелага.—Докл. АН Азерб. ССР, 1953, **9**, № 1.
Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1958.

Н. А. Быховер

О ЗНАЧЕНИИ ЭКЗОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЩЕМ БАЛАНСЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

За послевоенные годы заметно возрос интерес к минеральному сырью, что нашло свое отражение в усилении темпов поисковых и разведочных работ во многих странах и привело к серьезным сдвигам в состоянии и географическом размещении мировых минерально-сырьевых ресурсов. Крупные успехи достигнуты в этом отношении в Советском Союзе, где за последние 15 лет разведанные запасы большинства ведущих видов минерального сырья увеличились от 2 до 11 раз. В настоящее время Советский Союз располагает наиболее мощной и разнообразной в мире минерально-сырьевой базой, и потребности народного хозяйства ближайших лет обеспечены разведанными запасами всех видов минерального сырья.

Вместе с тем в связи с принятыми XXII съездом КПСС решениями по созданию материально-технической базы коммунизма и предстоящим ускоренным ростом добычи полезных ископаемых потребуется значительное увеличение их разведанных запасов. При этом задача заключается не только в обеспечении абсолютного прироста разведанных запасов, но и в решении определенных конкретных проблем, в первую очередь направленных на улучшение географического размещения минерально-сырьевых баз, выявление и подготовку для промышленного освоения наиболее рентабельных в экономическом отношении крупных месторождений с богатыми рудами и благоприятными горнотехническими условиями для разработки. «В целях выигрыша времени,— говорится в Программе КПСС,— в первую очередь будут использоваться природные ресурсы, доступные для быстрого освоения и дающие наибольший народнохозяйственный эффект».

Следует иметь в виду, что многие месторождения, которые в недалеком прошлом в связи с ограниченностью в то время нашей минерально-сырьевой базы интенсивно разведывались и разрабатывались, сейчас уже потеряли свое практическое значение, и эксплуатация их по мере открытия более рентабельных месторождений прекращается. При современных масштабах потребления минерального сырья и развития горной техники экономически более выгодной может оказаться разработка открытым способом бедных руд крупных месторождений, чем подземная добыча богатых руд сравнительно небольших месторождений. Значительно более эффективными являются также разведочные работы на таких крупных месторождениях, и стоимость тонны разведанного сырья иногда в десятки раз ниже, чем разведка, например, небольшого жильного месторождения.

В капиталистических странах, как известно, при разведке месторождений полезных ископаемых руководствуются в основном конъюнк-

турой цен на мировом рынке. Например, по сообщению Министерства внутренних дел США («Американ Металл Маркет» от 13 августа 1957 г.), запасы ртути в стране подсчитаны только по тем рудам, добыча которых является выгодной при цене металла 250 долларов за бутыль (34,5 *кг*). Такие же примеры можно привести и по другим видам минерального сырья.

Советская геологическая служба при направлении геологоразведочных работ, конечно, не может руководствоваться конъюнктурой мирового рынка, а должна исходить из народнохозяйственной целесообразности, состояния государственного баланса полезного ископаемого и необходимости выявления и подготовки к промышленному освоению наиболее экономически рентабельных месторождений. Поэтому очень важно, чтобы не только геологи-производственники, но и научные работники, в первую очередь те из них, которые занимаются вопросами минерагении, отчетливо представляли, за счет каких месторождений может и должна наиболее рационально развиваться минерально-сырьевая база Советского Союза. С этой точки зрения несомненный интерес представляет выяснение роли и значения в современной минерально-сырьевой базе отдельных генетических типов месторождений, характеристика которых приводится в настоящей статье.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В мировом производстве металлов первенствующая роль принадлежит черным металлам, удельный вес которых в общем производстве всех металлов превышает по весу 90%.

Большая часть мировых разведанных запасов руд черных металлов сосредоточена в Советском Союзе, которому принадлежит также первое место в мире по их добыче.

Прогнозные мировые запасы железных руд практически неограниченны и, по оценке отдельных исследователей, достигают 3—3,5 трлн. *т*. Достоверные и вероятные запасы составляют 113 млрд. *т*, в том числе 46 млрд. *т*[1] (разведанных по категории $A+B+C_1$) в СССР. Мировые достоверные и вероятные запасы превышают уровень мировой добычи в 200 раз, но при такой общей весьма удовлетворительной обеспеченности разведанными запасами многие страны вынуждены импортировать железные руды в связи с недостаточностью собственных ресурсов или экономической нерентабельностью их использования.

Основу железорудной сырьевой базы составляют докембрийские железистые кварциты (джеспилиты, таконит, итабириты) и связанные с ними богатые руды (рис. 1), широко распространенные во всех районах развития докембрийских образований, особенно в пределах Русской, Китайской и Индийской платформ, Канадского, Бразильского и Южно-Африканского щитов. Они занимают огромные территории (десятки, а иногда и более сотни тысяч квадратных километров) и представляют собой типичные глубоко метаморфизованные геосинклинальные осадки, в составе которых значительная роль принадлежит вулканогенным образованиям спилито-кератофировой формации. Судя по составу пород, ассоциирующих с железистыми кварцитами, последние образовались преимущественно в глубоководных бассейнах и реже в мелководных эпиконтинентальных водоемах. Огромные мощности и широкое площадное распространение железорудных формаций свидетельствуют об их формировании в условиях, устойчивых в течение весьма продол-

[1] На начало 1962 г.

жительного времени. Одни исследователи считают, что сконцентрированное в этих формациях колоссальное количество железа и кремнезема было вынесено из подводных магматических очагов и только отложено осадочным путем; другие же считают их продуктами поверхностного выветривания пород. Существует и ряд отличных от этих гипотез точек зрения, мало обоснованных фактическим материалом.

Дискуссионным также является вопрос о происхождении богатых железных руд, связанных с железистыми кварцитами. Часто наблюдаемые постепенные переходы от железистых кварцитов к их обогащенным

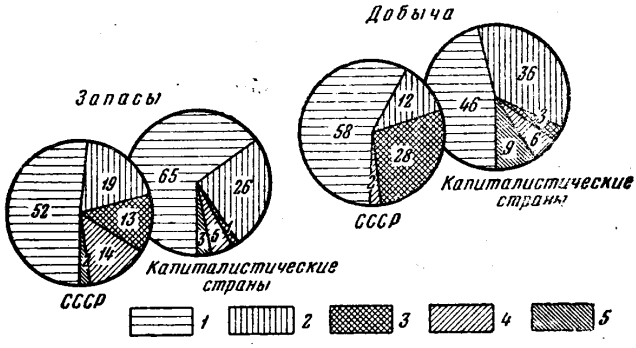


Рис. 1. Удельный вес основных типов железных руд в запасах и добыче
1 — формация железистых кварцитов; *2* — осадочные; *3* — контактово-метасоматические; *4* — собственно магматические; *5* — прочие

разностям и богатым железным рудам, останцы железистых кварцитов среди богатых руд и сохранившаяся в них отчетливая реликтовая текстура железистых кварцитов, по мнению многих исследователей, свидетельствуют о гипергенном их происхождении, вероятно, в связи с процессами экзогенного выветривания. Другие исследователи считают, что выщелачивание, вынос кремнезема и перераспределение железа обусловлены гидротермальными растворами магматического или метаморфического происхождения.

В послевоенные годы наряду с добычей богатых руд быстрыми темпами развивается и добыча железистых кварцитов, которая оказалась весьма рентабельной в связи с применением крупной, полностью механизированной разработки их открытым способом.

Значителен удельный вес в мировых ресурсах железных руд и других осадочных месторождений, среди которых по масштабам минерализации выделяются:

а) докембрийские месторождения гематитовых руд Ангаро-Питского района в Восточной Сибири, озера Стип-Рок в Канаде и Бакальское месторождение сидеритовых руд на Урале;

б) нижнепалеозойские месторождения оолитовых шамозитово-гематитовых руд Ньюфаундленда в Канаде и гематитовых руд Бирмингемского района в США;

в) верхнепалеозойское (средний девон) месторождение гематитовых руд Гара-Джебилет в Алжире;

г) мезозойские месторождения оолитовых руд Аятского бассейна в восточном Зауралье, Колпашевского в Западной Сибири и Лотарингского во Франции;

д) кайнозойские оолитовые руды Керченского бассейна в Приазовье и Лисаковского в Западном Казахстане.

Почти все они являются морскими осадочными образованиями и общие их запасы оцениваются десятками миллиардов тонн. Обычно эти осадочные месторождения отличаются от богатых руд формации железистых кварцитов более низким содержанием железа, но многие из них имеют большое практическое значение, так как представлены самоплавкими рудами или обладают благоприятными горнотехническими условиями. Себестоимость, например, подготовленной тонны руды на Камыш-Бурунском комбинате (Керченский бассейн) в 4 раза ниже, чем средняя стоимость по другим предприятиям Советского Союза. К тому же при металлургическом переделе железных руд ряда осадочных месторождений попутно получаются ценные фосфорсодержащие шлаки, используемые в качестве удобрения.

Среди других генетических типов большое практическое значение имеют гистеромагматические месторождения Швеции (Кирунавара, Люоссавара) и контактово-метасоматические месторождения Тургайского прогиба, но удельный вес их в мировых разведанных запасах около 4%.

В Советском Союзе сосредоточена большая часть мировых разведанных запасов марганцевых руд, заключенных в трех крупнейших месторождениях — Никопольском, Большетокмакском и Чиатурском. Рудоносными в них являются нижнеолигоценовые прибрежно-морские песчано-глинистые отложения, в которых рудообразующие минералы присутствуют в форме конкреций, оолитов, стяжений и землистых скоплений.

Аналогичное месторождение марганцевых руд, также приуроченных к кайнозойским песчано-глинистым отложениям, открыто и частично разведано в последнее время в Габоне. Судя по опубликованным данным, руды отличаются высоким качеством и состоят преимущественно из пиролюзита; среднее содержание в них марганца составляет 30—48%, а на отдельных участках достигает 50—57%. Общие запасы марганцевых руд этого месторождения оцениваются до 300 млн. *т*, в том числе достоверные в 50 млн. *т*. Это самое крупное месторождение марганца в капиталистическом мире.

Остальные промышленные месторождения марганца в капиталистических странах образовались преимущественно в докембрийское время в результате метаморфизма или гипергенного выветривания первичных осадочных или осадочно-вулканогенных пород. К ним относятся месторождения богатых окисных руд (содержание марганца выше 30%) Бразилии, Индии, Ганы, Южно-Африканской Республики и Конго. Суммарные достоверные и вероятные запасы марганцевых руд этих месторождений на начало 1961 г. составили 225 млн. *т* или 61% запасов капиталистических стран. Несколько выше удельный вес их (69%) в общей добыче.

В Советском Союзе подобные месторождения марганцевых руд[1] неизвестны, хотя геологические предпосылки для их открытия, несомненно, имеются. Перспективными в этом отношении являются все районы развития докембрийских образований, особенно малоизученные районы Восточной Сибири.

Все промышленные месторождения хромитов генетически связаны с ультраосновными интрузиями и относятся к сегрегационному и гистеромагматическому типам. Основные их ресурсы сосредоточены в докембрийских месторождениях Южной Родезии и Южно-Африканской Республики, в палеозойских месторождениях Советского Союза, мезо-

[1] Докембрийского возраста.

зойских — Кубинской Республики, кайнозойских месторождениях Турции и Филиппин. Наиболее крупные в мире промышленные концентрации хромитов приурочены к комплексу ультраосновных пород Великой дайки в Южной Родезии, которые прослеживаются непрерывно на протяжении 560 *км*. Породы этого комплекса отличаются резко выраженной псевдостратификацией, и оруденение в них представлено в форме весьма правильных «слоев», обычно мощностью от 10 до 25 *см*. В разрабатываемых рудах среднее содержание окиси хрома составляет 48%.

Большое практическое значение имеют широко распространенные здесь элювиальные россыпи, в которых содержание хромита достигает 35%. Они легко обогащаются методом флотации, и в полученных товарных концентратах содержание окиси хрома составляет 53—55%.

Общие запасы хромитов капиталистических стран оценивают в 837 млн. *т*, в том числе 550 млн. *т* в Южной Родезии, 200 млн. *т* в Южно-Африканской Республике, 20 млн. *т* в Филиппинах и 15 млн. *т* в Турции. Эти же страны обеспечивают почти 90% суммарной добычи хромитов в капиталистических странах, которая в 1960 г. составила 3090 тыс. *т*.

При весьма удовлетворительной обеспеченности разведанными запасами марганцевых руд и хромитов общей мировой потребности в них, ни одна из промышленно развитых капиталистических стран не обеспечена собственными ресурсами этих полезных ископаемых.

Интересно отметить, что 94% общих запасов хромитов и 67% разведанных запасов марганцевых руд капиталистических стран заключены в месторождениях докембрийского возраста, а остальные — в месторождениях кайнозоя.

Советский Союз достаточно надежно обеспечен разведанными запасами высокосортных хромитов, и задача геологов в первую очередь заключается в улучшении географического размещения сырьевых баз и открытии новых месторождений этого полезного ископаемого, преимущественно в восточных районах страны. Перспективными являются, вероятно, все районы развития ультраосновных интрузивных пород, которые должны быть подвергнуты тщательному изучению. При этом не исключена возможность обнаружения и месторождений экзогенного типа, образованных в результате метаморфизма древних хромитовых россыпей.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Из всех цветных металлов наиболее быстрыми темпами развивается производство алюминия и соответственно увеличивается с каждым годом добыча б о к с и т о в. Если добыча меди в капиталистических странах за послевоенные годы увеличилась примерно на 80%, цинка на 70 и свинца на 60%, то добыча бокситов увеличилась в 6 раз.

За эти годы резко возросли и мировые запасы бокситов главным образом за счет открытия крупнейших месторождений в Африке, Южной Америке и Австралии. В этих месторождениях заключено около 90% достоверных и вероятных запасов бокситов капиталистических стран, составлявших на начало 1961 г. около 2 млрд. *т*.

Наиболее крупные разведанные запасы заключены в месторождениях Гвинеи и Австралии (по 600 млн. *т*), Ямайке (300 млн. т), Суринаме (100 млн. *т*) и Британской Гвианы (80 млн. *т*).

При этом следует учесть, что эти месторождения еще очень слабо изучены и разведаны, и их запасы могут быть значительно увеличены. Общие запасы кондиционных бокситов Австралии, например, оцениваются в несколько миллиардов тонн. Все месторождения южных

континентов приурочены к кайнозойской коре латеритного выветривания и в большинстве случаев, несомненно, представляют собой конечный продукт субаэрального выветривания алюмосиликатных пород в условиях тропического или субтропического климата. Характерным для месторождений этого генетического типа является преобладание бокситов высокого качества (содержание глинозема обычно выше 50%) и благоприятные условия для разработки их открытым способом.

Промышленные месторождения высококачественных бокситов, генетически связанных с кайнозойской корой выветривания, известны также в Азии (Индия, Индонезия и Малайя). В Советском Союзе они пользуются ограниченным распространением и наиболее интересные из них в практическом отношении расположены в Центральном Казахстане. Обычно кайнозойские бокситы непосредственно залегают на богатых алюмосиликатами различных изверженных, метаморфических и осадочных породах, с которыми они связаны взаимными переходами, а иногда сохраняют и их реликтовую структуру. Качество бокситов во многом зависит от минерального состава первичных пород, а также от интенсивности и продолжительности процессов латеритного выветривания. Считают, что наиболее благоприятными породами для образования высококачественных бокситов являются нефелиновые сиениты и другие богатые щелочами интрузивные породы, которые не содержат кварца и обладают весьма высокой растворимостью в условиях тропического или субтропического климата. Важное значение для бокситообразования имеет первоначальная пористость пород, способствующая проникновению грунтовых вод, обычно содержащих кислоты или щелочи, а также пенепленизированный рельеф, обеспечивающий долгое сохранение продуктов разрушения на месте.

Ряд месторождений, в том числе крупные месторождения высококачественных бокситов Ямайки, приурочен к известнякам и доломитам, практически не содержащим алюминия и железа. Вопрос о происхождении этих бокситов остается дискуссионным, но большинство исследователей считает их продуктами латеритного выветривания алюмосиликатных пород, перенесенными и переотложенными на неровной, часто закарстованной поверхности известняков или доломитов. Здесь в условиях тропического климата эти продукты подвергались дальнейшим процессам выветривания и десилицификации в щелочной среде, вплоть до образования высококачественных бокситов.

В отношении бокситов Ямайки широко признанным является мнение о том, что они образовались из продуктов латеритного выветривания туфов, которые сносились в депрессии известняков.

В отличие от кайнозойских, более древние месторождения бокситов приурочены преимущественно к известнякам и доломитам и сравнительно редко подстилаются силикатными породами. К карбонатным отложениям приурочены все промышленные месторождения бокситов мезозойского возраста, бо́льшая часть которых сосредоточена в южной части Европы. Здесь по размерам запасов (общие — 200 млн. *т*, достоверные и вероятные 60 млн. *т*) и по высокому качеству бокситов (среднее содержание глинозема около 60%) выделяются месторождения Франции, расположенные вдоль средиземноморского побережья. Они непосредственно контактируют с известняками и доломитами или отделяются от них красноватым глинистым материалом, известным под названием «терра росса». По мнению ряда исследователей, бокситы этих месторождений образовались за счет латеритного выветривания глинистого элювия, который представлял собой остаточный нерастворимый продукт интенсивной денудации мощной толщи карбонатных отложений.

Весьма разнообразные по качеству руд и условиям залегания месторождения бокситов мезозойского возраста известны в Советском Союзе. В одних случаях они выполняют карстовые депрессии в карбонатных отложениях, в других — эрозионные впадины в силикатных породах и в третьих — залегают на коре выветривания более древних пород или на продуктах ее перемыва. Большинство месторождений характеризуется сравнительно небольшими масштабами минерализации.

Месторождения триасовых высокосортных бокситов выявлены в последние годы в северной части Вьетнама, где они залегают на неровной поверхности известняков пермо-карбона. Часть бокситов обладает оолитовой структурой; исследователи считают их морскими осадочными образованиями, в значительной степени измененными процессами метаморфизма.

Крупные ресурсы бокситов сосредоточены в палеозойских отложениях. В девоне образовались месторождения геосинклинального типа Урала и Салаира, а к каменноугольным отложениям приурочены бокситы Русской, Китайской и Северо-Американской платформ. Преобладают бокситы морского происхождения, которые, вероятно, произошли за счет перемыва и переотложения продуктов коры выветривания. В Советском Союзе наиболее крупные месторождения залегают среди известняков, в Китае и США они часто приурочены к угленосным отложениям и ассоциируют с плотными маложелезистыми каолинитовыми породами типа флинтклей. В большинстве случаев палеозойские бокситы имеют пластообразную форму и приурочены к платформенным котловинам. Состав их весьма пестрый. Разрабатываются преимущественно бокситы, в которых содержание глинозема превышает 50%.

До настоящего времени не выявлены промышленные месторождения бокситов докембрийского возраста, хотя благоприятные условия для их образования несомненно существовали. Можно предполагать, что за счет бокситов и бокситоподобных глин в результате их интенсивного метаморфизма образовались высокоглиноземные кристаллические сланцы, широко распространенные во всех районах развития докембрийских пород, а также обнаруженные в Южной Якутии и Индии кианитовые и корундовые породы архейского возраста. Континентальные перерывы и связанные с ними продукты коры выветривания установлены в пределах почти всех древних платформ и щитов. В последнее время в районах Курской магнитной аномалии буровыми скважинами вскрыты также залежи бокситов. Очевидно, что дальнейшее изучение районов развития докембрийских пород может привести к открытию крупных промышленных месторождений бокситов.

Большая часть мировых разведанных запасов меди заключена в месторождениях двух генетических типов — медистых песчаников и меднопорфировых руд (рис. 2). Так, из 106 млн. *т* достоверных и вероятных запасов меди капиталистических стран, учтенных на начало 1961 г., около 48 млн. *т* заключены в докембрийских медистых песчаниках Конго и Северной Родезии и 32 млн. *т* в кайнозойских меднопорфировых рудах США, Чили и Перу.

Наибольший интерес в практическом отношении представляют месторождения медистых песчаников, руды которых отличаются исключительно высоким качеством. В рудах Северной Родезии, например, среднее содержание меди составляет 3,6%, а в разрабатываемых рудах Конго оно колеблется от 4 до 6,1%. Кроме того, они содержат промышленные концентрации кобальта, цинка, германия, урана и ряда других полезных компонентов. Руды отличаются весьма благоприятными горнотехническими условиями эксплуатации, и большая часть их может быть

отработана открытым способом. Абсолютный возраст медистых песчаников Северной Родезии и Конго определен в 600 млн. *лет*.

Промышленные месторождения медистых песчаников известны в Восточной Сибири, где они также приурочены к протерозойским отложениям; в Казахстане, Польше и Восточной Германии аналогичные месторождения образовались в перми, а в Испании — в олигоцене.

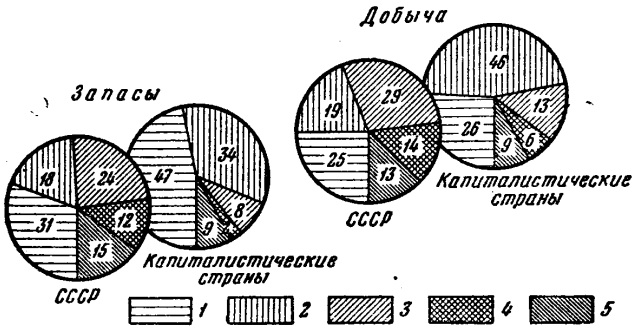


Рис. 2. Удельный вес основных типов руд в запасах и добыче меди

1 — медистые песчаники; *2* — меднопорфировые; *3* — медноколчеданные; *4* — медноникелевые; *5* — прочие

Несмотря на весьма длительное изучение медистых песчаников большими коллективами геологов в ряде стран вопрос о генезисе этих крупнейших месторождений меди однозначно не решен, и до настоящего времени продолжается оживленная дискуссия между сторонниками экзогенной и гипогенной гипотез. В пользу гипотезы осадочного происхождения руд, по мнению ее сторонников, свидетельствуют:

а) пластовый характер и приуроченность минерализации к определенным литологическим горизонтам;

б) стратиграфическая выдержанность рудоносных горизонтов, послойное их размещение, а также постоянство минерального состава по простиранию и резкая изменчивость его в направлении, перпендикулярном к простиранию;

в) отсутствие следов рудоподводящих каналов и видимых путей проникновения рудных растворов вне пределов минерализованных зон;

г) отсутствие минерализации в некоторых горизонтах, благоприятных для проявления эпигенетических процессов, и видимой связи ее с тектоническими нарушениями.

Считают, что часто наблюдаемое зональное распределение рудных минералов обусловлено особенностью осадконакопления, которое происходило в условиях мелководного морского эпиконтинентального бассейна, испытавшего ритмические колебательные движения на фоне общего поднятия района. Осаждение металлов происходило в порядке, обратном степени растворимости их сульфидных соединений; в связи с этим, например, ближе к берегу отлагалась медь, что подтверждается приуроченностью наиболее богатого оруденения к более грубым осадкам.

В пользу эпигенетической гипотезы происхождения медистых песчаников, по мнению ее сторонников, свидетельствуют:

а) приуроченность рудных залежей к резко выраженным структурам, концентрация в ряде месторождений наиболее богатого оруденения вдоль зон тектонических нарушений и наличие рудных тел жильной формы;

б) первичная зональность минерализации, которая проявляется как в пределах отдельных залежей, так и в вертикальном разрезе месторождения;

в) широкое развитие кальцита, кварца и барита; наличие в рудах топаза и турмалина, а также высокая температура образования борнита, судя по его структуре;

г) развитие сульфидов в виде каемок вокруг силикатов, которые они замещают.

Помимо двух изложенных выше гипотез происхождения медистых песчаников, существует, также не лишенное основания, мнение о том, что циркуляция гидротермальных растворов обусловила только перераспределение металлов в ранее образованных осадочно-сингенетических рудных слоях.

В отличие от медистых песчаников, большинство месторождений меднопорфировых руд характеризуется более низким содержанием полезных компонентов, но также имеет большое экономическое значение в связи со значительными масштабами минерализации и возможностью разработки открытым способом в крупных, полностью механизированных карьерах. Среднее содержание меди в разведанных месторождениях меднопорфировых руд США примерно составляет 0,8%, Перу — 1,2% и Чили — 1,7%. В ряде месторождений глубоко проявились процессы вторичного обогащения, обусловившие образование богатых халькозиновых руд, в которых содержание меди достигает 3,5—4%. Кроме меди, руды, как правило, содержат молибден (от 0,006 до 0,015%), золото (до 0,6 *г/т*) и серебро (5—6 *г/т*).

Достоверные запасы меди отдельных месторождений этого типа обычно превышают 3 млн. *т*. Одним из крупнейших месторождений этого типа является Эль-Сальвадор (Чили), открытое и разведанное в послевоенные годы. Только достоверные и вероятные запасы руд этого месторождения достигают 375 млн. *т* при среднем содержании в них 1,6% меди. Построенная здесь обогатительная фабрика рассчитана на переработку до 30 тыс. *т* руды в сутки. Себестоимость тонны рафинированной меди составляет 264—286 долларов при средних ценах на капиталистическом рынке в 670—610 долларов (1960 г.).

Месторождения меднопорфировых руд пространственно и генетически связаны с гипабиссальными интрузиями гранит-порфиров, кварцевых порфиров и кварцевых монцонит-порфиров. Оруденение в форме рассеянной вкрапленности и сложной сети тончайших жилок локализуется в апикальных частях интрузивных тел или на контакте их с вмещающими породами. Характерны брекчированные зоны и развитие вторичных кварцитов.

Основные месторождения меднопорфировых руд сосредоточены в Кордильерах в пределах Юго-Западных штатов США, Мексики, Чили и Перу, где они связаны с кайнозойским магматизмом, и в СССР, в Центральном Казахстане и Узбекистане, где они образовались в верхнем палеозое.

Более широко, чем медистые песчаники и меднопорфировые руды, распространены месторождения меди колчеданного типа; хотя они обычно характеризуются небольшими масштабами минерализации, все же имеют значительный удельный вес в разведанных запасах и добыче меди, особенно в Канаде и Советском Союзе. Запасы меди отдельных месторождений колчеданного типа обычно не превышают 100—300 тыс. *т* и только в редких случаях встречаются более крупные месторождения. Разработка их, как правило, осуществляется подземным способом, но вполне рентабельна, так как попутно с медью из руд

извлекаются цинк, золото, серебро, сера, железо и много других компонентов, стоимость которых в несколько раз превышает стоимость меди.

Одним из крупнейших в мире медноколчеданных месторождений является Юнайтед Верде в США, на котором уже добыто около 1,5 млн. *т* меди. В добытых рудах из Главной залежи среднее содержание меди составило 1%, цинка 2—4%, золота 0,1—0,6 *г/т*, серебра 44—53 *г/т* и серы 21—23%. В верхней части этой залежи, срезанной и смещенной сбросом, добыто несколько сотен тысяч тонн меди при среднем содержании ее в руде 6,65%. Кроме меди, эти руды содержали 12 *г/т* золота и 39,4 *г/т* серебра.

Ряд крупных месторождений медноколчеданных руд разрабатывается в Канаде. К ним относится месторождение Норанда, руды которого содержат в среднем 2,13% меди и 4,5—5,5 *г/т* золота, и Флин-Флон, в рудах которого среднее содержание меди составляет 2,72%, цинка 4,24%, золота 2 *г/т* и серебра 35 *г/т*.

Среднее содержание меди в рудах медноколчеданных месторождений капиталистических стран составляет примерно 1,2%.

Для ряда месторождений этого типа весьма характерна значительная глубина минерализации при небольшом протяжении рудных залежей по простиранию. Так, рудная залежь Юнайтед Верде прослежена до глубины 1800 *м* от поверхности без заметного изменения качества руд. На месторождении Матамбре (Куба) наиболее крупное тело прослежено до глубины 1200 *м*.

Большинство известных месторождений медноколчеданных руд по времени образования синхронно с вмещающими их вулканогенными толщами. В Канаде, США, Финляндии и Швеции они в основном относятся к докембрийскому возрасту, в Советсокм Союзе, Китае и странах Западной Европы — главным образом к палеозойскому, а на Кубе, Кипре и в Югославии — к кайнозойскому. Мезозойские месторождения медноколчеданных руд встречаются редко и обычно характеризуются небольшими размерами.

Из других генетических типов медных месторождений особого внимания заслуживает жильное месторождение Бьютт и месторождение самородной меди Верхнего озера, расположенные в США. Месторождение Бьютт, расположенное вблизи палеогенового кварцево-монцонитового батолита, состоит из огромного количества крутопадающих трещинных кварцевых жил и жил замещения, распространенных на площади 18 *км*^{2} и прослеженных на глубину более 1,5 *км*. На этом месторождении, начиная с 1879 г., добыто более 6 млн. *т* меди и, кроме того, из руд извлечено значительное количество золота, серебра, свинца и цинка. По мнению А. М. Бэтмана, это месторождение по общей ценности извлекаемых металлов уступает только месторождению золотоносных конгломератов Витватерсранда. Оставшиеся запасы руд оцениваются в 3,4 млн. *т* при среднем содержании меди около 2%. Месторождение считается гидротермальным.

Рудные залежи месторождения озера Верхнего в форме пластов и, реже, секущих жил приурочены к протерозойской толще вулканогенно-осадочных пород. Самородная медь в пластовых залежах проявляется в форме вкрапленности и отдельных скоплений. В конгломератах она сопровождается кальцитом, кварцем, эпидотом и пумпеллиитом, а в миндалекаменных породах — цеолитами, пренитом и датолитом. В секущих жилах, наряду с самородной медью, развит халькозин, а также арсениды меди, кобальта и никеля. Начиная с 1845 г., здесь добыто около 5 млн. *т* меди при содержании ее в руде 1,1—2,25%.

Одни исследователи считают, что медь озера Верхнего целиком привнесена гидротермальными растворами, а другие полагают, что эти растворы обусловливали только перемещение и концентрацию меди в первичных сингенетичных осадочных рудах.

Сравнительно крупными источниками меди являются месторождения сульфидных медно-никелевых руд, характеристика которых приводится ниже.

Общие запасы свинца капиталистических стран оцениваются в 64 млн. *т* и цинка 116 млн. *т*. Достоверные их запасы соответственно составляют 40 и 65 млн. *т* и превышают современный уровень добычи в этих странах примерно в 25 раз.

К. О. Свэнсон (Swanson, 1960) считает, что если учесть количество добытого за все время свинца и цинка, а также их разведанные запасы, то на каждую квадратную милю капиталистических стран придется 10 *т* этих металлов, в том числе в США и Европе 35 *т*, в Мексике 25 *т*, Австралии 9 *т*, в Африке и Южной Америке только 2 *т*. Такое неравномерное распределение достоверных запасов свинца и цинка, по его мнению, не является отражением объективной действительности, а обусловлено низкой степенью изученности континентов Южного полушария и недостаточной разведанностью выявленных месторождений. В пределах этих континентов разведывались в основном только месторождения богатых руд, обеспечивающих капиталистическим монополиям максимальную прибыль, и среднее, например, содержание свинца и цинка в разрабатываемых здесь рудах составляет около 20%.

Среди многочисленных месторождений полиметаллических руд по масштабам оруденения особенно выделяются месторождения Брокен-Хилл в Австралии и Сулливан в Канаде, которые издавна являются крупнейшими в мире источниками свинца и цинка.

Рудные тела месторождения Брокен-Хилл в форме крупных линз и седловидных залежей залегают среди архейских кварцитов и кристаллических сланцев. Наряду с типичными для гидротермальных месторождений сульфидами свинца, цинка и других металлов, руды содержат в заметных количествах цинковую шпинель, полевой шпат, марганцовистый гранат и пироксен, свидетельствующие об образовании руд в условиях высоких температур. Абсолютный возраст главных рудных залежей определен в 1480 млн. лет, но в пределах рудного поля месторождения развиты также сравнительно небольшие рудные тела, возраст которых определен в 1020±150 млн. лет. Предполагают, что они образовались за счет переотложения минералов первичных руд.

Общие запасы свинца и цинка оцениваются в 15 млн. *т*, а достоверные и вероятные в 6 млн. *т*. В разрабатываемых рудах среднее содержание свинца колеблется от 11,0 до 14,5%, цинка — от 11,0 до 12,5%. Годовая добыча этих металлов достигает 400 тыс. *т*. Попутно извлекаются медь, золото и серебро. Содержание серебра в рудах достигает 250 *г/т*.

Менее крупным масштабом минерализации характеризуется другое, разрабатываемое в Австралии, полиметаллическое месторождение — Маунт-Айза, рудные тела которого также приурочены к докембрийским сланцам. Среднее содержание свинца в них составляет 7,8%, цинка 5,9%, а общие запасы этих металлов оцениваются в 3,5 млн. *т*.

Рудная залежь месторождения Сулливан в форме крупной линзы длиной 1800 *м* при ширине 80 *м* залегает в своде и восточном крыле антиклинали, сложенной верхнепротерозойскими аргиллитами, алевролитами и кварцитами. В лежачем боку рудного тела вмещающие породы интенсивно турмалинизированы, а в висячем — альбитизированы.

Основными рудными минералами являются галенит и сфалерит (марматит), в переменных количествах присутствуют сульфиды других металлов, а также магнетит и касситерит. Из нерудных минералов встречаются гранат, диопсид, кальцит, хлорит и мусковит. За шестьдесят лет эксплуатации месторождения добыто около 60 млн. *т* руды, а оставшиеся общие запасы оцениваются более чем в 30 млн. *т* при среднем содержании свинца 7% и цинка 6%. Годовая добыча этих металлов превышает 200 тыс. *т*. Попутно извлекаются медь, золото, олово, кадмий, сурьма и сера.

В последнее время в Канаде разведано еще одно крупное месторождение полиметаллических руд Пайн-Пойнт, эксплуатация которых начата в 1954 г. Рудные залежи месторождения приурочены к девонским доломитам и прослеживаются в пределах оруденелой зоны на протяжении 35 *км* при ширине от 3 до 6,5 *км*. Общие запасы свинца оцениваются в 5 млн. *т*, а цинка в 9 млн. *т* при среднем содержании в рудах этих металлов 4 и 7,4%.

Можно отметить еще ряд крупных месторождений богатых полиметаллических руд, имеющих значительный удельный вес в общих запасах свинца и цинка капиталистических стран.

К ним, например, относится месторождение Агиляр, расположенное в Аргентине, высоко в горах Кордильер. Руды приурочены к известнякам вблизи контакта их с кайнозойским гранитным массивом и содержат в среднем 11% свинца и 16% цинка. Общие запасы этих металлов оцениваются в 2,5 млн. *т*.

Вместе с тем необходимо иметь в виду, что отдельные месторождения свинца и цинка с запасами металлов в несколько миллионов тонн встречаются сравнительно редко. Значительные же ресурсы полиметаллических руд заключены в рудных районах или провинциях, в которых преобладают мелкие и средние по масштабу минерализации месторождения.

Одной из крупнейших в мире таких провинций является долина Миссисипи в США, включающая рудный район Три-Стейтс (юго-западная часть штата Миссури и прилегающие районы штатов Канзас и Оклахома), Юго-Восточный свинцовый пояс Миссури, а также цинково-свинцовые месторождения Северного Арканзаса и района Висконсин-Иллинойс. Наиболее важное значение имеет юго-восточный район Миссури, в пределах которого многочисленные месторождения образуют пояс длиной примерно в 60 *км* при ширине до 30 *км*. Оруденение приурочено к почти горизонтально залегающим верхнекембрийским доломитам и проявлено в форме пластовых залежей вкрапленных руд, приуроченных к нескольким горизонтам. Реже встречаются массивные руды, развитые вдоль напластования или в виде прожилок и небольших выполнений пустот. Основным рудным минералом является галенит, сульфиды других металлов присутствуют обычно только в качестве небольшой примеси. Месторождения разрабатываются с 1800 г. и годовая добыча достигла здесь 150 тыс. *т* свинца. В прошлом содержание свинца в рудах составляло 2,7—3,0%, в настоящее время на обогатительные фабрики поступают руды с содержанием 1—2%. Оставшиеся запасы свинца оцениваются более чем в 2 млн. *т*. Сходные по геологическому строению полиметаллические месторождения долины Верхней Миссисипи (штаты Висконсин, Иллинойс) приурочены в основном к доломитам ордовика и также проявляются преимущественно в форме вкрапленных пластовых залежей, реже трещинных массивных руд. В этом районе отчетливо проявлена зональность минерализации. Галенит обычно преобладает в верхних горизонтах месторождений, а сфалерит совместно с никелевы-

ми и мышьяково-кобальтовыми минералами развит главным образом на больших глубинах. Преимущественно свинцовые руды характерны для месторождений, расположенных на периферии рудного района, а цинковые руды — для месторождений его центральной части.

Большинство месторождений района Три-Стейтс приурочено к карбонатным отложениям миссисипского возраста, и основные рудоносные горизонты представлены крупнозернистыми криноидными известняками, содержащими кремнистые прослои и желваки. Рудные залежи пластообразной формы нарушены сбросами и в них широко проявлены зоны трещиноватости и брекчирования. Основным рудным минералом является сфалерит. Среднее содержание цинка в разрабатываемых рудах составляет 3—5%, свинца 0,4—1,0%. Руды содержат значительное количество кадмия и германия. Месторождения разрабатываются с 1848 г. Оставшиеся запасы цинка оцениваются в 5 млн. *т*.

Дискуссия о происхождении полиметаллической минерализации обширной рудной провинции долины Миссисипи имеет почти вековую давность и все же этот вопрос остается неразрешенным. Существующие многочисленные точки зрения, по данным В. И. Смирнова (1961), посетившего недавно район Юго-Восточного Миссури, сводятся в основном к следующим шести гипотезам:

1) «сингенетичное осадочное рудообразование;

2) переотложение продуктов первичной осадочной минерализации вследствие последующего общего метаморфизма;

3) переотложение продуктов первичной осадочной минерализации в процессе циркуляции подземных вод;

4) переотложение продуктов первичной осадочной минерализации в процессе циркуляции гидротермальных растворов магматогенного происхождения;

5) гидротермальное переотложение руды из древних месторождений основания американской платформы;

6) эпигенетическое гидротермальное магматогенное рудообразование».

Хотя большинство исследователей считает эти месторождения гидротермальными и относит их к классу телетермальных, образованных при низких давлениях и температурах, тем не менее нельзя полностью игнорировать и ряд весьма существенных доводов в пользу гипотезы сингенетичного осадочного происхождения руд, которая в последнее время стала достаточно популярной.

Месторождения типа долины Миссисипии широко распространены в ряде стран. К ним относятся полиметаллические месторождения Польши, приуроченные к доломитам и известнякам триаса, ряд мезозойских месторождений Испании и многочисленные месторождения Северной Африки, образующие обширную провинцию в пределах Туниса, Алжира и Марокко.

В Советском Союзе к этому типу относятся месторождения хребта Каратау, приуроченные к карбонатным отложениям фаменского и турнейского ярусов карбона.

Крупными ресурсами свинца и цинка располагает Мексика, где особенно широко распространены месторождения замещения в известняках и доломитизированных известняках мелового возраста. Менее интенсивно полиметаллическая минерализация проявлена в третичных андезитах, риолитах, а также в гранитах, монцонитах и близких к ним по составу других интрузивных породах, с которыми генетически (в смысле общности магматического очага) связывается оруденение Мексиканского плато. В карбонатных отложениях преобладают трубо-

образные и пластообразные рудные тела, в вулканогенных и интрузивных породах развиты преимущественно жилы. Основными рудными минералами являются галенит и сфалерит. Характерно высокое содержание серебра, достигающее 300—500 *г/т*. В рудах, приуроченных к карбонатным отложениям, наряду с кварцем, кальцитом и баритом, почти постоянно присутствуют гранат, пироксен, везувиан и эпидот.

Мексика издавна занимает одно из ведущих мест в мире по добыче свинца и серебра. Преобладают мелкие и средние по масштабам оруденения месторождения, которые разрабатываются в 22 штатах и на одной территории. Годовая добыча свинца находится на уровне 400 тыс. *т*.

Из других рудных районов, месторождения которых приурочены к карбонатным породам, следует отметить весьма интересный в научном и практическом отношении район полиметаллического оруденения Юго-Западной Африки, где по масштабам минерализации выделяются месторождения Цумеб и Абенаб. Оруденение приурочено здесь к зонам брекчирования в докембрийских доломитах и доломитизированных известняках. Наряду с медью, свинцом и цинком руды содержат промышленные концентрации ванадия (2—3% пятиокиси) и в переменных, иногда значительных количествах плавиковый шпат.

Богатейшие полиметаллические руды заключены в докембрийских доломитах месторождения Брокен-Хилл, расположенного в центральной части Северной Родезии. Среднее содержание свинца в разрабатываемых рудах составляет 14% и цинка 29%. Достоверные запасы этих металлов оцениваются в 2 млн. *т*.

Ряд крупных рудных районов представлен месторождениями полиметаллических руд, заключенных в силикатных породах.

В США к ним относится район Кер д'Ален в штате Айдахо, где на площади, превышающей 800 *км*^{2}, исключительно интенсивно проявилась полиметаллическая минерализация. Преобладают рудные тела жильной формы, длина которых нередко превышает 2 *км* при мощности до 3 *м*. Они приурочены к зонам трещиноватости в толще протерозойских кварцитов, аргиллитов и карбонатных пород и обычно тяготеют к штокам монцонитов верхнемелового возраста. Месторождения разрабатываются с 1879 г., но оставшиеся запасы свинца и цинка все еще оцениваются в 1,6—1,7 млн. *т*. В добытых рудах содержание свинца составляло 7,2%, цинка 4,6% и серебра 180 *г/т*. В южной части района расположено месторождение Саншайн, представленное серией сидеритово-кварцевых жил, приуроченных к зоне дробления в кварцитах. Основным рудным минералом в них является серебросодержащий тетраэдрит. Среднее содержание серебра в добытых рудах составило 1500 *г/т*. Это, вероятно, крупнейшее в мире месторождение собственно серебряных руд.

Многочисленные месторождения полиметаллических руд расположены вдоль Главного хребта Высоких Анд Центрального Перу.

Оруденение здесь приурочено к осадочно-вулканогенным отложениям третичного возраста и генетически связано со штоками и дайками монцонит-порфиров и другими гипабиссальными интрузиями. Наиболее крупным является месторождение Серро-де-Паско, руды которого содержат в среднем 6% свинца, 17% цинка и до 400 *г/т* серебра. Общие запасы цинка и свинца месторождения оцениваются около 2 млн. *т*. Запасы этих металлов другого крупного месторождения Касапалка оцениваются в 1100 тыс. *т*.

Южным продолжением этого рудного района являются месторождения полиметаллических руд Боливии, сосредоточенные в Кордильерах.

Здесь также преобладают существенно цинковые руды. Наиболее крупным является месторождение Матильда. Достоверные запасы цинка его составляют около 600 тыс. *т*, свинца 75 тыс. *т* и меди около 20 тыс. *т*.

В Советском Союзе таким рудным районом, в котором полиметаллическое оруденение связано с силикатными породами, является Рудный Алтай, где большинство месторождений приурочено к осадочно-вулканогенным образованиям девона и контролируется позднегерцинскими тектоническими нарушениями.

Сравнительно большой удельный вес в запасах и добыче свинца и особенно цинка имеют месторождения колчеданного типа. Наиболее широко месторождения этого типа распространены в Канаде, где они преимущественно связаны с докембрийским магматизмом. К этому возрасту относятся также колчеданные месторождения Швеции, Норвегии и Финляндии.

В Советском Союзе крупнейшим районом распространения колчеданных месторождений является Урал. Оруденение распространено вдоль всего восточного склона и связано с палеозойским магматизмом.

Большинство исследователей считает, что все месторождения свинца и цинка являются эндогенными и образование их связано с постмагматическими гидротермальными процессами. Исходя из этого, многообразие промышленных типов месторождений объясняется составом гидротермальных растворов, температурными условиями рудообразования и характером вмещающих пород.

Как видно из приведенного краткого обзора главных рудных районов, месторождения полиметаллических руд формировались во все геологические эры, но наряду с этим нельзя не подчеркнуть и того, что наиболее крупные месторождения богатых руд относятся к докембрийскому возрасту или приурочены к докембрийским породам. Примерное распределение запасов и добычи свинца и цинка по месторождениям полиметаллических руд, залегающим среди карбонатных и силикатных пород, а также по другим типам руд, приведено на рис. 3.

Большая часть мировых ресурсов олова сосредоточена в восточных районах Азии, преимущественно в Китае и в так называемой Малаккской провинции, включающей оловоносные районы Малайи, Индонезии, Тайланда и Бирмы. Общие запасы олова этих четырех стран составляют 3,8 млн. *т* или 75% суммарных запасов капиталистических стран. Несколько меньше удельный вес их (65%) в общей добыче.

Коренные месторождения олова Малаккской провинции представлены жилами, штокверками и грейзенами преимущественно касситерито-кварцевой формации, пространственно и генетически связаны с лейкократовыми порфировидными биотитово-мусковитовыми гранитами мелового возраста.

Коренные месторождения обычно отличаются небольшими размерами и несмотря на сравнительно высокое содержание касситерита и постоянно сопутствующего ему вольфрамита разрабатываются в небольших размерах.

Основными источниками олова являются элювиальные и главным образом широко распространенные древние и современные аллювиальные россыпи, мощность которых измеряется десятками метров.

Наряду с касситеритом россыпи часто содержат в промышленных концентрациях вольфрамит, монацит и ильменит. Среднее содержание касситерита в разрабатываемых россыпях колеблется от 200 до 400 *г/м*^{3}, но нередко встречаются россыпи, в которых содержание этого минерала достигает 1200 *г/м*^{3}. Значительная часть добычи осуществляется при

помощи драг и землесосных установок и рентабельна даже при сравнительно низком содержании касситерита.

С проявлениями верхнемезозойского (яньшанского) магматизма генетически связываются также месторождения Китая, который по размерам запасов олова, вероятно, занимает первое место в мире. Здесь

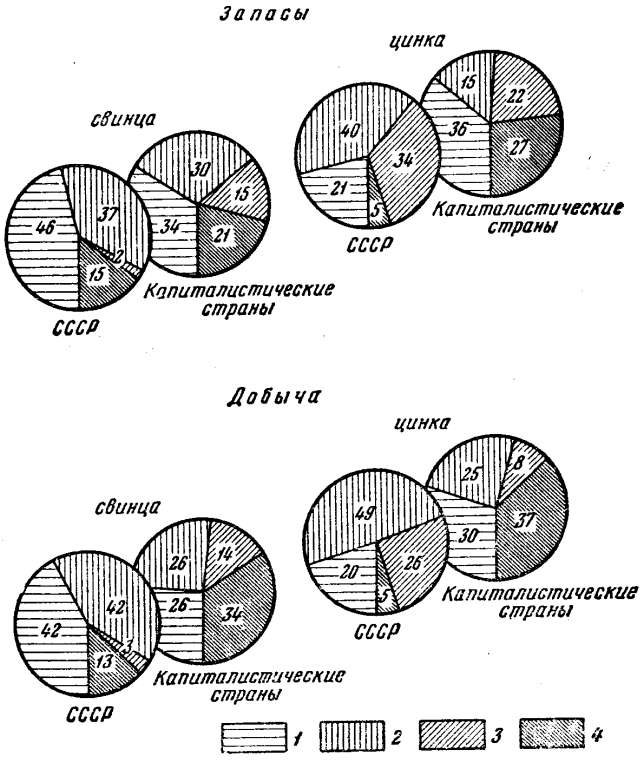


Рис. 3. Удельный вес основных типов руд в запасах и добыче свинца и цинка

1 — полиметаллические в карбонатных породах; *2* — полиметаллические в силикатных породах; *3* — колчеданные; *4* — прочие

наряду с наиболее многочисленными месторождениями касситерито-кварцевой формации широко развиты скарновые и касситерито-сульфидные месторождения. Последние представляют наибольший практический интерес, так как они отличаются крупными масштабами минерализации. Большое экономическое значение имеют оловоносные россыпи, особенно делювиальные и пролювиальные, которые обычно характеризуются высоким содержанием касситерита.

Крупными коренными месторождениями олова преимущественно касситерито-сульфидной формации располагает Боливия. Они сосредоточены в Восточной и Центральной Кордильерах и протягиваются от границы с Перу на севере до границы с Аргентиной на юге. Оруденение приурочено к третичным эффузивным породам, часто проявляется в жерлах вулканов и ассоциирует с субвулканическими штоками и дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров и риолитов. Наряду с собственно оловянными рудами здесь широко распространены оловянно-серебряные, оловянно-цинковые, свинцово-цинковые, сурьмяные, а также вольфрамовые, состоящие преимущественно из ферберита, гюбнерита и шеелита. Преобладает жильная форма рудных тел, реже

встречаются штокверки. Отчетливо проявлено несколько стадий минерализации. К ранней из них относится кристаллизация кварца, касситерита и висмутина, а к поздней — станнина, сфалерита и сульфидов других металлов.

Крупнейшим месторождением является Лалагуа, на котором уже добыто 400 тыс. *т* олова, а оставшиеся запасы, разведанные до глубины 650 *м*, составляют 130 тыс. *т* при среднем содержании олова 0,86%. Общие запасы олова Боливии оцениваются в 270 тыс. *т* в рудах с содержанием металла 0,8—2,2%. Годовая добыча, которая во время второй мировой войны превышала 40 тыс. *т*, в последние годы снизилась почти в два раза.

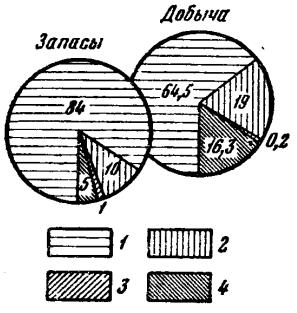


Рис. 4. Удельный вес основных типов оловянных руд в запасах и добыче Советского Союза

1 — касситерито-сульфидные; *2* — касситерито-кварцевые; *3* — пегматиты; *4* — россыпи

В отличие от стран Малаккской провинции и Китая оловоносные россыпи в Боливии имеют в запасах и добыче ничтожный удельный вес.

В Африке (в Конго и Нигерии) и в Австралии разрабатываются преимущественно россыпи, которые образовались в результате разрушения оловоносных кварцевых жил и пегматитов. Значение коренных месторождений в добыче невелико. В Конго расположено крупнейшее в мире месторождение пегматитов Маноно, представленное двумя лакколитами протяженностью около 5 *км* каждый при средней ширине 400 *м*. Касситерит равномерно рассеян в породе и среднее содержание его составляет 0,1—0,13%. Разведенные только до глубины 120 *м* запасы олова составляют 140 тыс. *т*. Кроме касситерита, пегматиты содержат берилл и тантало-ниобаты. Общие запасы олова Африки, сосредоточенные главным образом в Конго (580 тыс. *т*) и Нигерии (110 тыс. *т*), составляют 780 тыс. *т*. Годовая добыча не превышает 20 тыс. *т*. Запасы олова Австралии оцениваются в 80 тыс. *т*, а годовая добыча составляет всего 2,4 тыс. *т*.

В Европе основные ресурсы олова заключены в коренных месторождениях Англии, Португалии и Испании. Все эти месторождения относятся к кварцево-касситеритовой формации и представлены рудными телами жильной формы и генетически связаны с герцинским магматизмом.

В прошлом мировое значение имели Корнуэллские месторождения в Англии, на которых за все время эксплуатации, осуществляемой с глубокой древности, добыто около 1 млн. *т* олова. В настоящее время добыча осуществляется в небольшом объеме (примерно 1 тыс. *т* в год) на глубине 700—1000 *м*. Попутно с оловом извлекаются в небольшом количестве уран, вольфрам, медь, сурьма и мышьяк. Оставшиеся запасы олова оцениваются в 10 тыс. *т*, при содержании его в рудах около 1%.

Общие запасы олова Португалии и Испании, заключенные в многочисленных мелких жильных месторождениях, составляют 20 тыс. *т*, а годовая добыча около 800 *т*.

В Советском Союзе основные месторождения олова расположены восточнее Байкала и представлены разнобразными генетическими типами. Наиболее интересные в практическом отношении месторождения от-

носятся к касситерито-сульфидному типу и приурочены к протяженным зонам тектонических нарушений и оперяющим их трещинам. Так же, как и в Боливии, основное значение в запасах и добыче имеют коренные месторождения. Распределение запасов и добычи олова по основным типам руд Советского Союза показано на рис. 4. Для распределения по типам руд запасов и добычи олова капиталистических стран отсутствуют достаточно достоверные данные.

ЛЕГИРУЮЩИЕ МЕТАЛЛЫ

В связи с интенсивным развитием металлургии качественных сталей добыча основных легирующих металлов развивается более быстрыми темпами, чем добыча меди, свинца и цинка. Так, по сравнению с 1946 г., добыча никеля в капиталистических странах увеличилась почти в 3 раза, кобальта в 5 раз, вольфрама в 1,5 раза и молибдена более чем в 3 раза.

Достоверные и вероятные запасы никеля капиталистических стран оцениваются в 7,9 млн. *т*, следовательно, превышают современный уро-

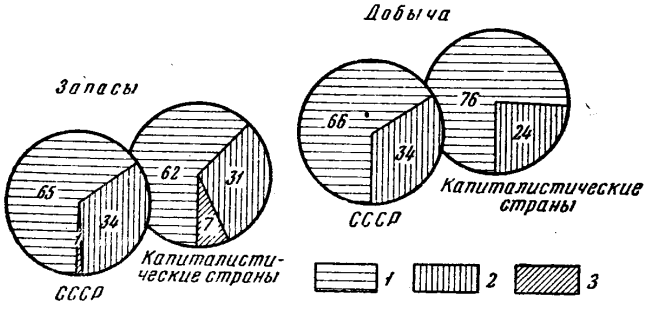


Рис. 5. Удельный вес основных типов руд в запасах и добыче никеля
1 — сульфидные; *2* — силикатные; *3* — прочие

вень добычи (с учетом потерь в недрах) примерно в 20 раз. Почти все ресурсы никеля сосредоточены в месторождениях двух генетических типов — эндогенных сульфидных медноникелевых руд (62% разведанных запасов никеля) и экзогенных силикатных руд (31%). Примерно такой же удельный вес указанные типы руд занимают в разведанных запасах и добыче никеля в Советском Союзе (рис. 5).

Ведущее место в разведанных запасах никеля капиталистических стран (71%) и добыче (76%) принадлежит Канаде, где находится пользующееся мировой славой месторождение Садбери и ряд других месторождений богатых сульфидных руд, открытых в последние годы. Все они характеризуются комплексным составом руд и исключительно высоким содержанием полезных компонентов. Среднее содержание никеля в рудах месторождения Садбери по отдельным участкам колеблется от 0,7 до 1,46%, а меди — от 0,8 до 1,9%. Начальные разведанные суммарные запасы этих металлов составляют около 8 млн. *т*. Кроме того, руды заключают несколько сотен тысяч тонн кобальта, при среднем содержании его 0,12% и значительные ресурсы платиноидов, золота, серебра, селена и теллура, которые извлекаются попутно с никелем, медью и кобальтом. Более высоким содержанием никеля (в среднем 3%) характеризуются руды разведанного в последнее время месторождения Томпсон, но в отличие от руд Садбери они содержат только десятые доли процента меди.

Все промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд генетически связаны с интрузиями основной магмы, внедрение кото-

рых в пределах Канадского, Южно-Африканского и Балтийского щитов происходило в протерозое, а в пределах Сибирской платформы — в нижнем мезозое. Абсолютный возраст руд Садбери определен в 1300 ± ± 200 млн. лет.

Господствовавшее мнение о том, что сульфидные медно-никелевые руды являются продуктом дифференциации основной магмы и относятся к ликвационно-магматическому типу, по-видимому, справедливо не для всех месторождений и типов руд одного и того же месторождения и в настоящее время подвергается весьма обоснованной критике сторонниками гидротермальной гипотезы происхождения руд. В пользу последней свидетельствует частая приуроченность оруденения к брекчированным зонам, наличие руд жильной формы, широкое проявление метасоматических процессов, а также сравнительно невысокая температура кристаллизации сульфидов. В качестве одного из доказательств постмагматического происхождения оруденения могут служить и рудные залежи месторождения Томпсон, приуроченные к зоне разломов в парагнейсах в значительном отдалении от выходов основных и ультраосновных пород.

За последние годы заметно возросли запасы никеля силикатных месторождений, приуроченных к латеритной коре выветривания ультраосновных пород, с которыми руды связаны постепенными переходами. Почти все они сосредоточены в странах южного полушария — на Кубе, в Новой Каледонии, Филиппинах, Индонезии, Доминиканской республике, Пуэрто-Рико — и по времени образования относятся к кайнозою. Разведываются и разрабатываются только те месторождения этого типа или их участки, в рудах которых среднее содержание никеля превышает 1%, а иногда (Новая Каледония) достигает 3%. Силикатные руды никеля сравнительно широко распространены на юге Китая (южная часть провинции Юньнань), где они также приурочены к кайнозойской коре выветривания.

В отличие от зарубежных стран, в Советском Союзе основные запасы силикатных руд приурочены к мезозойской коре выветривания, развитой на Южном Урале и в Северо-Западной части Казахстана. Перспективы дальнейшего развития сырьевой базы никеля в СССР связаны преимущественно с месторождениями сульфидных руд, широкие поиски которых должны быть организованы в пределах всех докембрийских щитов и платформ.

Руды сульфидных и силикатных месторождений никеля в большинстве случаев содержат в промышленных концентрациях кобальт, обычно в соотношениях к никелю как 1 : 10. Кроме того, крупнейшим источником кобальта являются докембрийские медистые песчаники Конго (Леопольдвиль) и Северной Родезии, в которых среднее содержание этого металла составляет соответственно 0,5 и 0,16%. В этих месторождениях заключено 50% общих запасов кобальта капиталистических стран, оцениваемых в 2300 тыс. *т* и они обеспечивают 73% суммарной добычи (рис. 6), которая в 1960 г. в целом по капиталистическому миру составила 16,4 тыс. *т*.

Другими крупными производителями кобальта являются Канада, где он в основном добывается попутно из медноникелевых руд месторождения Садбери, и Марокко, за счет интенсивной разработки кобальтсодержащих кварцевых жил месторождения Бу-Аззер. В разрабатываемых жилах месторождения Бу-Аззер среднее содержание кобальта колеблется от 0,75 до 1,25%. Запасы кобальта при таком содержании оцениваются в 10 тыс. *т*, а годовая добыча составляет 1,2—1,3 тыс. *т*.

В прошлом, до установления кобальта в медистых песчаниках Конго и Северной Родезии, значительная роль в мировой добыче этого металла принадлежала месторождениям серебро-кобальтовых руд района Темискаминг-Кобальт в Канаде. Многочисленные рудные жилы этого района сложены в основном кальцитом при переменном количестве смальтина, кобальтина, саффлорита, никелина и самородного серебра. Мощность их обычно не превышает 10—15 *см* при длине по простиранию 100—150 *м* и по падению 30—60 *м*. Руды отличаются исключительно высоким качеством. Содержание кобальта в них иногда достигало 5%

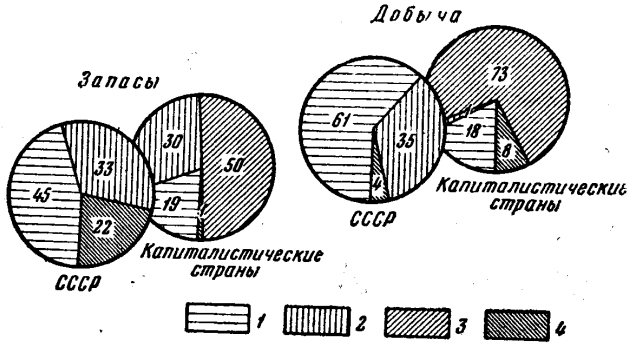


Рис. 6. Удельный вес основных типов руд в запасах и добыче кобальта

1 — сульфидные медно-никелевые; *2* — силикатные никелевые, *3* — медистые песчаники; *4* — прочие

и серебра 3%. Пространственно и генетически (в смысле общности магматического очага) они связаны с докембрийскими силлами диабазов. Абсолютный возраст серебро-кобальтовых руд определен в 1030—920 млн. лет.

Почти все мировые ресурсы молибдена заключены в месторождениях стран — США и Советского Союза. Достоверные и вероятные запасы молибдена США на начало 1962 г. составляли 1,5 млн. *т* или 91% суммарных запасов капиталистических стран. Такой же удельный вес США занимают в капиталистическом мире по добыче молибдена.

Главным мировым источником молибдена является месторождение Клаймакс, расположенное в северной части Скалистых гор на высоте 3700 *м*. Оруденение приурочено к интенсивно брекчированным окварцованным, пиритизированным и серицитизированным докембрийским гранитам и отчасти к кристаллическим сланцам и проявлено в форме штокверка с отчетливо выраженной горизонтальной концентрической зональностью. Кроме молибденита, кварцевые прожилки содержат пирит, халькопирит, сфалерит, гюбнерит, касситерит и монацит. В них обычно также встречаются ортоклаз, серицит, флюорит и топаз. Достоверные и вероятные запасы молибдена оцениваются в 1 млн. *т* при среднем содержании в рудах 0,26% молибдена и 0,03% трехокиси вольфрама. Месторождение разрабатывается подземным способом, и суточная добыча руды достигает 36 тыс. *т*. В генетическом отношении месторождение связывается с миоценовым магматизмом, который широко проявился в этом районе в форме многочисленных даек и штоков гранит-порфиров и монцонит-порфиров, приуроченных к крупным зонам тектонических нарушений.

В последние годы к югу от месторождения Клаймакс выявлено еще одно месторождение штокверковых молибденовых руд, приуроченных к

сильно трещиноватой и раздробленной зоне в третичных андезитах и риолитах и прорывающих их дайках гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Общие запасы руд оцениваются в 260 млн. *т* при среднем содержании в них молибдена 0,13—0,15%.

Крупными источниками молибдена в США являются месторождения меднопорфировых руд, генетически также связанных с кайнозойским магматизмом. В них среднее содержание молибдена, который извлекается попутно с медью, составляет 0,013%. Удельный вес меднопорфировых руд в суммарных запасах молибдена США составляет примерно

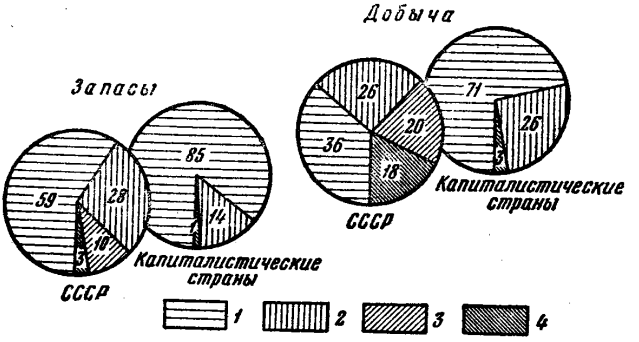


Рис. 7. Удельный вес основных типов руд в запасах и добыче молибдена
1 — штокверковые собственно молибденовые; *2* — меднопорфировые; *3* — скарновые; *4* — жильные

14%, но в добыче превышает 25%. Руды аналогичных меднопорфировых месторождений Чили, как уже отмечалось выше, обычно отличаются от месторождений США более высоким содержанием меди, но в них среднее содержание молибдена составляет только 0,008%. Достоверные и вероятные запасы молибдена в таких рудах оцениваются в 180 тыс. *т*, а годовая добыча находится на уровне 2 тыс. *т*.

За последнее время резко снизилось значение жильных месторождений молибдена в США. В разведанных запасах удельный вес их не превышает 1%, а в добыче 3%. В разрабатываемых рудах этих месторождений среднее содержание молибдена составляет 0,35%.

В отличие от США, основные промышленные месторождения Китая относятся к мезозойскому возрасту, связаны пространственно и генетически с яньшанскими гранитоидами и представлены двумя промышленными типами руд — штокверковыми и скарновыми. Все эти месторождения характеризуются крупными масштабами минерализации, и Китай, территория которого совсем недавно считалась бесперспективной в отношении молибдена, занял одно из ведущих в мире мест по его разведанным запасам.

Месторождения штокверковых молибденовых руд, большая часть которых пригодна к открытой разработке, в последние годы выявлены и разведаны в ряде районов Советского Союза, и удельный вес их в запасах молибдена значительно вырос (рис. 7).

Ввод этих месторождений в эксплуатацию внесет существенные коррективы в распределение общесоюзной добычи по типам руд, особенно за счет уменьшения удельного веса менее рентабельных жильных месторождений. Нельзя не отметить в качестве весьма отрадного факта, что каждое вновь открытое в последнее время месторождение штокверковых руд отличается от ранее выявленных более высоким содержанием молибдена. В Советском Союзе большое значение в запасах и добыче име-

ют скарновые руды, которые отличаются комплексным составом и наряду с молибденом из них извлекается также вольфрам.

Месторождения вольфрама более многочисленны, чем месторождения молибдена, но отличаются от них меньшим масштабом минерализации и поэтому достоверные и вероятные запасы трехокиси вольфрама капиталистических стран составляют всего 400 тыс. *т*. Они почти целиком сосредоточены в месторождениях двух генетических типов — в кварцево-вольфрамитовых или касситеритовых жилах и шеелитоносных скарнах (рис. 8).

Последние обычно отличаются от жильных месторождений более крупными запасами и нередко более высоким содержанием вольфрама. Они широко распространены в США, которые занимают первое место

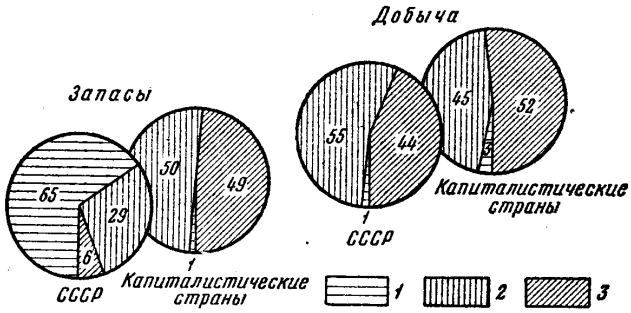


Рис. 8. Удельный вес основных типов руд в запасах и добыче вольфрама
1 — штокверковые; *2* — скарновые; *3* — жильные

среди капиталистических стран по разведанным запасам (90 тыс. *т* WO_3) и добыче (4,4 тыс. *т* в 1961 г.) вольфрама. Основные месторождения сосредоточены между Скалистыми горами и Сьера-Невадой, где они приурочены к контакту послеюрских гранодиоритов с известняками. Рудоносные скарны пластообразной формы прослеживаются в длину на 150—300 *м* при мощности 1,5—1,8 *м*. Разрабатываются руды с содержанием трехокиси вольфрама 1—1,5%.

Промышленные месторождения шеелитоносных скарнов известны в Мексике, где они, наряду с вольфрамом, содержат в промышленных концентрациях медь и золото, а также в Бразилии, где скарны содержат до 2% молибдена. Месторождения слабо изучены и промышленностью еще не осваиваются.

Крупное скарновое месторождение вольфрама открыто в последние годы в Канаде в горах Макензи. Оно представлено рядом пластообразных и линзообразных скарновых залежей, в которых шеелит образует густую вкрапленность или богатые скопления. Запасы руд только разведанной части главной залежи составляют 1,2 млн. *т* при среднем содержании трехокиси вольфрама 2,5%. Общие запасы вольфрама месторождения даже по минимальным оценкам, вероятно, вдвое больше.

Сравнительно крупное месторождение шеелита известно в Австралии на о-ве Кинг. Оруденение связано с верхнепалеозойскими гранитоидами и представлено пластообразной залежью оруденелых скарнов, в которых содержание трехокиси вольфрама колеблется от 0,56 до 1,21%. Общие запасы руд превышают 2 млн. *т*.

Месторождения шеелитоносных скарнов выявлены в последние годы в Турции.

Наиболее крупным месторождением шеелитовых скарнов в капиталистическом мире считается месторождение Санг-Донг в Южной Корее.

которое по размерам разведанных запасов трехокиси вольфрами (70 тыс. *т*) и добычи (4,2 тыс. *т*) почти не уступает США. Руды месторождения отличаются высоким качеством. Среднее содержание в них трехокиси вольфрама составляет 1,3—1,7% (на отдельных участках до 10%), висмута 0,46 и молибдена 0,12%. Общие запасы трехокиси вольфрама оцениваются в 70 тыс. *т*, достоверные — около 50 тыс. *т*.

Жильные месторождения вольфрама относятся в основном к кварцево-вольфрамитовой или кварцево-касситеритовой формации и широко распространены во многих странах, особенно в Китае, Советском Союзе, Малаккской оловорудной провинции, Испании и Португалии. Месторождения обычно характеризуются небольшими масштабами минерализации и редко запасы наиболее крупных из них превышают 10 тыс. *т* трехокиси вольфрама.

В Советском Союзе, в отличие от зарубежных стран, большая часть разведанных запасов вольфрама представлена штокверковыми рудами. Добыча вольфрама так же, как и в капиталистических странах, примерно распределяется поровну между жильными и скарновыми месторождениями.

Интересный новый тип месторождений выявлен в США. Здесь вольфрамовая минерализация установлена в соляных рассолах озера Сёрлс, в которых содержание трехокиси вольфрама достигает 0,018%, а общие ее запасы оцениваются в 80 тыс. *т*. Месторождение является крупным источником калийных солей, лития и бора и, возможно, в ближайшее время наряду с этими полезными компонентами из рассолов озера будет извлекаться также вольфрам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ мировой минерально-сырьевой базы позволяет сделать ряд весьма важных выводов для направления дальнейших поисковых и разведочных работ. Прежде всего следует отметить важное значение в мировых разведанных запасах и добыче полезных ископаемых крупных месторождений, роль которых за последнее время особенно возросла. Из десятков тысяч разведанных и разрабатываемых месторождений только немногие крупные, иногда уникальные месторождения, бассейны или рудные районы составляют основу сырьевых ресурсов современной горнорудной промышленности, и важнейшей задачей геологов является выявление именно таких месторождений и районов.

Результаты разведочных работ советских геологов за последние годы, которые увенчались открытием крупнейших месторождений богатых железных руд в Европейской части страны, алмазов в Якутии, цветных и редких металлов в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и в Казахстане и многими другими открытиями, убедительно свидетельствуют о необычайно высокой перспективности обширной территории СССР, далеко еще не достаточно изученной в геологическом отношении.

Привлекает внимание исключительное значение процессов седиментации и выветривания в формировании крупных месторождений полезных ископаемых и весьма высокий удельный вес экзогенных месторождений в мировых запасах и добыче минерального сырья. Так, ресурсы девяти полезных ископаемых (угля, нефти, газа, марганцевых руд, бокситов, калийных и магниевых солей, серы и фосфоритов) из тридцати важнейших, целиком заключены в осадочных месторождениях и месторождениях выветривания.

Они же заключают большую часть мировых запасов железных руд, никеля, кобальта, олова, титана, алмазов, графита, а также золота,

урана и меди, если исходить из осадочного генезиса рудоносных конгломератов типа Витватерсранда и медистых песчаников. Значительный удельный вес в разведанных запасах и добыче свинца и цинка, как уже отмечалось выше, принадлежит месторождениям типа долины Миссисипи, которые многими исследователями считаются осадочными.

Разведанные запасы остальных девяти полезных ископаемых (хромитов, вольфрама, молибдена, сурьмы, ртути, асбеста, плавикового шпата, слюды и апатита) почти целиком заключены в эндогенных месторождениях, хотя и не исключается возможность обнаружения осадочных месторождений и этих видов минерального сырья. Такой вывод, например, подтверждается открытием промышленных концентраций вольфрама в рассолах оз. Сёрлс в США и богатых россыпей хромита в Южной Родезии, а также установлением заметных концентраций молибдена в ряде месторождений угля, сланцев и других пород, богатых органическим веществом, как в СССР, так и в зарубежных странах.

Следует также учесть, что большая часть крупнейших месторождений многих видов минерального сырья (железных и марганцевых руд, хромитов, титана, меди, свинца и цинка, никеля, кобальта, золота, платины, урана, бериллия, лития, мусковита и флогопита) образовалась в докембрийское время или приурочена к докембрийским породам. Поэтому древние платформы и щиты, занимающие значительную часть территории Советского Союза, весьма перспективны для поисков крупных месторождений указанных выше полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В сб.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Быховер Н. А. Минеральные ресурсы капиталистических стран. Госпланиздат, 1960.

Быховер Н. А. Основные базы минерального сырья капиталистических стран. Топливно-энергетическое сырье.— Разведка и охрана недр, 1961, № 3.

Быховер Н. А. Основные базы минерального сырья капиталистических стран. Черные металлы.— Там же, № 4.

Быховер Н. А. Основные базы минерального сырья капиталистических стран. Легирующие металлы.— Там же, № 5.

Быховер Н. А. Основные базы минерального сырья капиталистических стран. Цветные металлы (медь, свинец и цинк).— Там же, № 6.

Быховер Н. А. Основные базы минерального сырья капиталистических стран. Цветные металлы (бокситы, олово, сурьма и ртуть).— Там же, № 7.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1949.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Сб. статей под ред. К. Дэнхема. М., Изд-во иностр. лит., 1953.

Геология рудных месторождений западных штатов США. Перевод с англ. М.— Л., ОНТИ, 1937.

Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. В сб.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.

Захаров Е. Е. О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении месторождений руд черных и цветных металлов. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. Изд-во иностр. лит., 1958.
Коноплянцев М. А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1959, № 2.
Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, ч. I, II, изд. 2. Госгеолтехиздат, 1961.
Макагьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— Труды II Всес. петрогр. совещания. Госгеолтехиздат, 1960.
Мак-Кинстри Г. М. Структуры гидротермальных месторождений. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958.
Месторождения олова капиталистических стран. Гостоптехиздат, 1940.
Оль Э. Л. К вопросу о генезисе рудных месторождений типа долины Миссисипи. ОНТИ, ВИМС, серия геол. и полезн. ископ., 1960, вып. 4.
Пасова Ф. Г. Об условиях образования боксита. В сб.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
Попов В. М. О практическом использовании исследований по медистым песчаникам Центрального Казахстана и Северной Киргизии.— Изв. АН Кирг. ССР, 1958, вып. 6.
Проблемы рудных месторождений. Сборник статей. Перевод с англ., под редакцией А. Соколова. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна.— Труды ВГРО НКТП СССР, 1933, вып. 285.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
Пустовалов Л. В. Краткая характеристика главнейших типов осадочных железных руд. В кн.: «Железорудная база черной металлургии СССР». Изд-во АН СССР, 1957.
Радкевич Е. А. К вопросу классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
Сатпаев К. И. О металлогенических эпохах, формациях и поясах Центрального Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1953, вып. 17.
Сатпаев К. И. О специфике и основных этапах развития металлогении Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане.— Сов. геология, 1957, № 58.
Сатпаева Т. А. Генетические особенности месторождений типа медистых песчаников по результатам изучения минералогического состава руд.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1957, вып. 1 (26).
Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу. В сб. статей под ред. К. Дэнхема. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1953.
Смирнов В. И. Рудные пояса. В сб.: «Вопросы теоретической и прикладной геологии». Сб. 1. Изд. МГРИ, 1947.
Смирнов В. И. О некоторых проблемах теории образования магматогенных рудных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 2 серия, 1955, ч. 84, вып. 1.
Смирнов В. И. Условия нахождения регенерированных месторождений. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
Смирнов В. И. О некоторых рудных месторождениях США.— Геология рудных месторожд., 1961, № 4.
Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов. Сов. геология, 1941, № 3.
Смирнов С. С. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
Соколов Г. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования и пути дальнейших исследований.— Геология рудных месторожд., 1961, № 5.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд-во АН СССР, 1960.
Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».— Труды II Всес. петрогр. совещания. Госгеолтехиздат, 1960.
Талдыкин С. И. К вопросу происхождения медно-никелевых сульфидных месторождений.— Вестник Ленингр. ун-та, 1959, № 12.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1955.
Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
Тюрнор Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958.
Хэнт Р. Н. и Пикок Х. Г. Свинцовые и свинцово-цинковые руды в округе Бингэм, Юта. В сб. статей под ред. К. Дэнхема: «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». Изд-во иностр. лит., 1953.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. высш. учебных заведений, серия геол. и разведка, 1960, № 11.
Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956.
Bacon W. R. Canam Deposit.— Struct. Geol. Canad. Ore deposits, **2**, Montreal, 1957.
Frankel J. J. Manganese ores from the Kuruman District, Cape Province, South Africa.— Econ. Geol., 1958, **53**, № 5.
Petrascheck W. E. Die genetischen Typen der Chromerzlagerstaätten und ihre Auxsuchung.— Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1957, **10**, N 6.
Reno H. F., Anderson S. M. Iron ore in South America.— Skilling's Mining Rev., 1960, **48**, № 48.
Statistical Summary of the mineral industry. World production, exports and import 1954—1959. Overseas Geological Surveys mineral resourses Division. London, 1961.
Sullivan C. J. Ore and granitization.— Econ. Geol., 1948, **43**, № 6.
Swanson C. O. World reserves of lead and zinc.— Canad. Min. Metallurg. Bull. 1960, **53**, N 577.
Zans V. A. Recent views on the origin of hauxite.— Geonotes. 1959, **1**, № 5.

М. Н. Альтгаузен

О МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДАХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Специальные работы по металлогении осадочных образований отсутствуют, хотя некоторые важные вопросы из данной области освещались в печати. Некоторые авторы считают, что главнейшими задачами в этой области являются: «...уточнение имеющихся критериев по выделению формаций осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород; выяснение связи с ними полезных ископаемых; выяснение общих закономерностей и условий образования осадочных и вулканогенных формаций в ходе развития разновозрастных и разнотипных подвижных поясов земной коры и на платформах, а также выяснение общих закономерностей размещения различных типов формаций в зависимости от общих геотектонических, палеогеографических и в особенности палеоклиматических условий» (Семенов и Лабазин, 1959). Эти авторы суть металлогенических исследований в области осадочных и осадочно-вулканогенных образований сводят к формационному анализу. Вопросы генезиса они предлагают рассматривать лишь применительно к формациям, т. е. рудовмещающим толщам, а не месторождениям (рудам).

Еще дальше от самих месторождений и условий их образования отходит Н. П. Херасков (1958). Он даже считает, что «...генетическая классификация месторождений должна быть заменена парагенетической, т. е. разделение месторождений по геологическим формациям», так, как будто бы «...полное выяснение происхождения какого-либо геологического образования с выяснением всех необходимых и реально существующих условий, имеющих значение для его появления, представляет собой почти необъятную задачу». В отношении самих процессов рудообразования Н. П. Херасков считает, что «...увлечение физико-химическими вопросами привело к недооценке геологии, а проникнув в учение о полезных ископаемых, вредно отразилось на содержании последнего».

Нам представляется, что противопоставление «месторождений» — «формациям» и «физико-химических вопросов» — «геологии» ошибочно. В самом деле, после больших исследований и обобщений А. Д. Архангельского, А. Г. Бетехтина, В. И. Вернадского, И. М. Губкина, А. В. Казакова, Л. В. Пустовалова, Д. Г. Сапожникова, Н. М. Страхова, А. Е. Ферсмана и многих других нет никаких оснований возвращаться к давно устаревшим предложениям Делонэ о классификации месторождений без учета химического и минералогического состава их руд и процессов образования.

Ниже мы вернемся к вопросу о значении учета генезиса при металлогенических обобщениях, а сейчас лишь отметим, что металлогенические исследования нельзя ограничивать только формационным анализом

(в нынешнем его понимании). Ведь не случайно во время дискуссии о состоянии науки об осадочных породах Н. С. Шатский, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровский, Н. П. Херасков, Н. А. Штрейс и А. Л. Яншин (1961), отмечая в своей коллективной статье, что «...явления периодичности в чередовании формаций не одновременны на поверхности земного шара в разных его крупных структурно-фациальных зонах», т. е. не подчиняются планетарным эпохам, вместе с тем подчеркнули, что: «...эти выводы ни в коей мере не противоречат общеизвестным фактам преимущественной приуроченности некоторых пород и некоторых осадочных полезных ископаемых к отложениям определенных систем».

Из этого справедливого замечания достаточно очевидно, что не все закономерности распространения месторождений определяются распространенностью формаций и, следовательно, одним формационным анализом нельзя ограничивать весь комплекс металлогенических исследований в области осадочных полезных ископаемых. Если бы мы пошли по этому пути, то это привело бы нас к односторонним и порою ошибочным схемам. Кстати напомним, что Н. С. Шатский [1957] не предлагал заменять металлогенические исследования осадочных образований формационным анализом. Наоборот, в объяснительной записке к плану исследований по проблеме закономерности распространения полезных ископаемых он специально подчеркивал необходимость использования не только формационного анализа, но и сравнительно-литологического, при этом особо обращал внимание на привлечение собственно геохимических методов и обобщений.

Исходя из современного состояния учения о месторождениях полезных ископаемых и других разделов геологических знаний, важно определить, каково положение металлогенических обобщений в общем комплексе геологических исследований.

Нам представляется, что металлогения в целом, в том числе и так называемая региональная металлогения, должна являться не разделом учения о полезных ископаемых, не боковой его ветвью, а венцом этого учения, синтезирующим все наши знания об условиях образования и закономерностях распространения полезных ископаемых. Металлогенические исследования должны не только определять направление поисков новых месторождений уже известных типов полезных ископаемых, но и намечать пути поисков новых видов минерального сырья. Поэтому при металлогенических обобщениях надо учитывать и использовать буквально все, что определяет местоположение скоплений различных элементов (минералов), а следовательно, очень многое из тектоники, стратиграфии, петрологии, минералогии, литологии, палеонтологии, климатологии и в особенности геохимии. Такой комплексности, к сожалению, еще нет в так называемых металлогенических исследованиях.

Закономерности распространения отдельных типов полезных ископаемых (не говоря уже об условиях их образования) не могут быть познаны в необходимой степени без учета и детального анализа данных о пространственном и возрастном соотношении месторождений различных полезных ископаемых. В опубликованных металлогенических построениях данному вопросу уделяется внимание, но при этом далеко не всегда анализируются эти соотношения с точки зрения генезиса оруденения, хотя Д. И. Щербаков (1945) специально подчеркивал важность такого подхода при металлогенических исследованиях.

Применительно к металлогении осадочных толщ на этот вопрос мы обращаем внимание не только потому, что существуют залежи комплексных

руд. Важнее другое — наличие определенных пространственных соотношений между месторождениями различных полезных ископаемых, как-то: железо — марганец — свинец (цинк); свинец (цинк) — медь; марганец — урановосные фосфориты; уран — уголь — бокситы; уран — твердые битумы — нефть; уран (молибден, ванадий) — фосфориты и др. В недавно опубликованной интересной работе, посвященной теории прогноза осадочных рудных месторождений, Д. Г. Сапожников (1961) вновь специально подчеркнул, что: «Закономерное положение каждого конкретного осадочного месторождения в пределах той или иной зоны (имеются в виду зоны в пределах сводных рядов месторождений.— *М. А.*) и в составе сводного ряда имеет большое значение для прогнозов и поисков. В связи с этим каждое месторождение следует рассматривать как благоприятный признак, указывающий на возможность обнаружения неизвестных еще рудных накоплений».

Наметившиеся пространственные соотношения месторождений различных полезных ископаемых не единообразны. Учитывая это, необходимо выяснять генетические причины таких соотношений и их разнообразия. Без этого могут быть допущены ошибки при прогнозах.

Высказывая такое требование, мы вместе с тем должны подчеркнуть, что по некоторым типам месторождений вопросы генезиса руд до сих пор вызывают еще большие споры, обусловленные в одних случаях сложностью генезиса, в других — неполнотой и односторонностью их изучения. Известны прежние споры о генезисе железистых кварцитов; десятки лет ведется обсуждение генезиса пластовых свинцово-цинковых и медных месторождений; горячие дебаты сейчас проходят по вопросам генезиса некоторых урановых месторождений; крупные споры вновь разгорелись о генезисе нефти.

Невольно встает вопрос: как при таком положении учитывать и использовать генетические выводы при металлогеническом анализе и составлении металлогенических и прогнозных карт?

Общий рецепт по данному вопросу дать сейчас, конечно, нельзя. Но вряд ли можно сомневаться в том, что многие спорные генетические вопросы будут решены с необходимой полнотой именно в результате самого металлогенического анализа, путем использования данных как по геологии того или иного региона, истории его развития, так и тех ценнейших сведений, которые получают геологи при изучении самих рудных полей, месторождений, рудных тел, минералов и соотношения элементов, составляющих руду и околорудные первичные ореолы.

На важность действительно объективного научного анализа генетических вопросов при составлении металлогенических карт мы обращаем особое внимание в связи с тем, что иногда наблюдается стремление подчинить тектоно-магматическим схемам месторождения спорного генезиса и даже заведомо осадочные. Причем это осуществляется так, как будто бы рассматриваемая группа месторождений бесспорно эндогенного происхождения, как это было в свое время в отношении некоторых железорудных месторождений Казахстана и продолжает оставаться применительно к части пластовых медных, свинцово-цинковых и урановых руд. Приходится иногда встречаться и с обратной тенденцией — с попытками обязательно связать оруденение спорного генезиса с экзогенными процессами, чему мы сейчас являемся свидетелями на примере некоторых урано-битумных месторождений.

Без всестороннего и глубокого рассмотрения генетических вопросов, исключающего субъективное увлечение какой-либо гипотезой, нельзя рассчитывать на успех в металлогенических обобщениях. Скорее надо

опасаться искажения природных отношений, что повлечет ошибки в прогнозах и поисках.

Как известно, при выяснении генезиса осадочных месторождений необходимо установить: а) каковы были источники элементов, составляющие руду, и, в первую очередь, источники полезных компонентов; б) каковы пути и формы переноса этих элементов; в) в каких условиях произошло их накопление в осадке (если оруденение седиментационное) или когда и при каких условиях они привнесены в породу (в случае инфильтрационного происхождения оруденения); г) было ли их перераспределение в осадке и в породе в результате процессов диагенеза, катагенеза, метаморфизма или гипергенеза и какова интенсивность перераспределения.

Из этих четырех вопросов главным является вопрос о времени и способе накопления полезных компонентов в осадке или породе, т. е. является ли оруденение седиментационным (собственно осадочное, осадочное с некоторым перераспределением вещества) или оно явно не сингенетично осадку — инфильтрационное («эпигенетическое»).

Особенно разительные отличия между этими двумя группами наблюдаются среди урановых месторождений, поэтому на их примере рассмотрим значение генетических вопросов в металлогенических построениях.

Закономерности распределения седиментационных месторождений урана определяются: а) поступлением урана в реку или бассейны в период накопления илов, причем источники могут быть разные, что также имеет металлогеническое значение; б) условиями накопления и захоронения рудоносных осадков, что зависит от тектонического режима, ландшафта суши, климата, типа водного бассейна или реки и как совокупность всего — геохимической обстановки; в) условиями сохранения осадка (породы) и теми процессами, которым подвергается осадок (порода) после захоронения. Следовательно, металлогения седиментационных месторождений определяется прежде всего историей и особенностями геологического развития той или иной области в период, предшествующий накоплению урановосных осадков и в особенности во время их накопления. Относительно меньшее значение имеет последующая история геологического развития региона, так как с ней может быть связано только разрушение рудоносных отложений (месторождений) в результате эрозии или некоторое перераспределение рудного вещества, которое до стадии интенсивного метаморфизма существенно не меняет общий план закономерностей распространения месторождений, хотя морфология оруденения в пределах рудных полей иногда подвергается значительным изменениям по сравнению с морфологией первичного скопления рудных компонентов.

Если закономерности распространения седиментационных месторождений определяются в основном теми условиями и явлениями, которые имели место до стадии захоронения рудоносной толщи, то в локализации инфильтрационных месторождений ведущее значение приобретают условия и явления, имевшие место после захоронения рудовмещающей толщи. Металлогения этой второй группы месторождений определяется: а) поступлением металла в осадочные толщи в стадию их бытия, иногда после складкообразования и развития разрывных нарушений; источники его могут быть также различные; б) пористостью или трещиноватостью пород, а также наличием или возникновением в них благоприятных структур и геохимической обстановки для концентрированного скопления металла; в) сохранностью рудоносных участков от последующей эрозии.

Л. В. Пустовалов (1961) очень правильно подчеркнул в 1956 г., что: «К образованию осадочных рудных месторождений исследователи подходили до сих пор с позиций современного и отчасти древнего осадкообразования, но совершенно оставляли в стороне те важные вторичные изменения, которым подвергались древние осадки после их накопления». Это замечание касается всех эпигенетических процессов рудообразования, т. е. как гипергенного, диагенного и метаморфогенного перераспределения вещества, так и собственно инфильтрационного его привноса.

Таким образом, металлогения второй группы месторождений в значительной степени зависит от истории геологического развития в постседиментационный период и условий, возникающих иногда совсем в другую эпоху и другой тектонической обстановке, чем накопление рудовмещающей толщи. Следовательно, ныне существующие принципы так называемого формационного анализа, в которых совсем не учитываются или почти не учитываются постседиментационные явления, для решения многих металлогенических задач не применимы.

Из числа урановых месторождений характерными примерами первой группы, т. е. седиментационными месторождениями, являются широко распространенные черные урано-молибдено-ванадиеносные сланцы, а также крупные рудные залежи, представляющие собой глинистые осадки со скоплением чешуи и костей рыб, содержащих сравнительно высокие концентрации урана и редких земель.

В качестве типичных примеров второй группы (инфильтрационной) можно назвать урано-битумные месторождения.

Если мы обратимся к урано-угольным месторождениям, то среди них увидим и заведомо седиментационные и седиментационные с интенсивным перераспределением вещества в зоне выветривания; некоторые урано-угольные месторождения, возможно, даже инфильтрационного происхождения. Среди хемогенно-фосфатных урановых месторождений мы встречаемся как с чисто седиментационными, так и с седиментационными, но в которых весьма интенсивно проявилось перераспределение вещества в результате метаморфизма.

Отличия между различными группами осадочных месторождений особенно ярко проявляются среди урановых месторождений, что обусловливается большой миграционной способностью урана. В меньшей степени это наблюдается по другим полезным ископаемым. Но и для их металлогении существенно такое деление, о чем свидетельствуют исследования А. Г. Бетехтина (1946) по марганцовым рудам, Б. М. Гиммельфарба (1958) по фосфоритам, Б. П. Кротова (1931) по железу, Л. М. Миропольского (1938) по меди и многих других исследователей. Следовательно, представляется обязательным при металлогеническом анализе осадочных образований выделение минимум двух крупных генетических групп месторождений: седиментационной и инфильтрационной. Кроме того, специального анализа требует группа метаморфогенных месторождений и группа месторождений, в которых промышленные руды образовались в результате интенсивного перераспределения вещества.

Рассмотрим теперь значение источника урана и других элементов при металлогеническом анализе.

Многие считали и считают, что собственно осадочные (седиментационные) месторождения ряда элементов образуются лишь за счет привноса их с ближайших участков суши. Такие соображения вполне справедливы для некоторых месторождений (например, части урано-угольных). Вместе с тем, для многих месторождений различных полезных

ископаемых, в том числе и урана, источники полезных компонентов иные. Такими давно признанными примерами являлись руды калия и натрия; затем А. В. Казаков (1939) и др. обратили внимание геологов на то, что непосредственным источником фосфора нередко является не ближайшая суша, а океанические воды. В отношении источников меди Я. В. Лингрен (1934) уже давно отмечал, что при вулканических извержениях происходит вынос в океан больших масс меди, которая впоследствии концентрируется осадочным путем. Н. М. Страхов (1947) писал, что источником железа для образования части осадочных месторождений могут быть гидротермальные растворы, высачивающиеся на морском дне; к такому же выводу пришел А. Г. Бетехтин (1946) в отношении некоторых марганцевых месторождений; Н. С. Шатский для фосфоритов и марганцевых руд «вулканогенно-кремнистых формаций» (1954, 1955), Г. Я. Островская (1960) для некоторых пластовых свинцово-цинковых месторождений Казахстана. Источником урана осадочных руд в разных случаях могут являться: разрушающиеся породы суши, морские (океанические) воды и фумарольно-эффузивные выделения.

Эти три совершенно разных источника, конечно, будут накладывать существенный отпечаток на металлогенические построения и на карты прогнозов, так как в первом случае (источник суша) многие вопросы металлогении осадочных толщ, в частности континентальных, будут решаться в зависимости от состава пород областей сноса (суши) и, возможно, развития коры выветривания; во втором, в зависимости от развития трансгрессий и в особенности от интенсивности поступления в зону шельфа морских (океанических) вод, т. е. от наличия течений, проливообразных бассейнов и т. п.; в третьем — от геохимических особенностей и, вероятно, интенсивности фумарольно-эффузивной деятельности (особенно подводной) в данной и смежных областях.

Для металлогении месторождений, руды которых образовались в результате гипергенного перераспределения урана или его инфильтрационного привноса, возникают дополнительные вопросы. В этом случае прежде всего приходится выяснять (хотя это в ряде случаев не просто) не только каков был источник урана, но и время формирования рудных залежей. Причем и тут мы встречаемся с самыми различными случаями (источниками урана), имеющими решающее значение при металлогеническом анализе, а именно: 1) сами рудовмещающие осадочные и осадочно-эффузивные толщи, из которых уран выщелачивается подземными водами и переоткладывается, в результате чего из убогих его концентраций формируются промышленные руды (иногда это типичные зоны цементации, подобные тем, которые известны на медных месторождениях); 2) возможно, разрушающиеся породы, развитые на смежных площадях (главным образом гранитоиды, эффузивные их аналоги и сланцы, содержащие повышенные концентрации урана, молибдена, ванадия; наконец, 3) вероятно, некоторые месторождения урана (также свинца, цинка, меди).

Месторождения, подобные осадочным, образуются иногда в результате просачивания гидротермальных растворов как магматогенного, так и метаморфогенного происхождения.

Таким образом, закономерности распространения месторождений различных типов во многом зависят от источников металла. Причем, пожалуй, не будет ошибкой утверждение, что для металлогении осадочных образований он имеет не меньшее значение, чем, например, установление связей эндогенного оруденения с теми или иными магматическими процессами.

Выяснение форм и путей переноса рудного вещества от его источников до области накопления тоже должно привлекать внимание исследователей при металлогеническом анализе, хотя при составлении карт прогнозов этот вопрос имеет, вероятно, подчиненное значение.

Наряду с типом источника урана решающее значение при металлогеническом анализе имеет выяснение условий его накопления в осадке или породе.

Для металлогении сингенетических месторождений и установления закономерностей их распространения большое значение имеет климат, тип и размеры бассейна, морфология его дна, наличие или отсутствие подводных проявлений вулканизма, гидродинамический режим, что в значительной степени определяется тектоническим режимом зоны и временем осадконакопления. Не меньшее значение имеет и совокупность ряда других факторов, как-то: тектонический режим суши, примыкающей к зоне осадконакопления и в значительной степени определяющей характер рельефа суши, особенности гидрографической сети, проявление вулканизма, отчасти особенности климата. Весьма существенно положение и физико-химические особенности зон сочленения различных вод (континентальных и морских, мелководья и глубинных океанических, морских и ювенильных, а также особенности их гидродинамики). Совокупность всех этих факторов определяет соотношение терригенного, хемогенного и биогенного вещества в осадке и вероятность возникновения рудных скоплений урана.

Перечисленные факторы неоднократно и подробно рассматривались в учении об осадочных породах Л. В. Пустоваловым (1933, 1940, 1960 и др.), Н. М. Страховым (1947, 1960 и др.) и многими другими, но, к сожалению, далеко не всегда учитываются при металлогеническом анализе, хотя они часто определяют закономерности распространения сингенетических месторождений.

Для металлогении постседиментационных месторождений условия, в которых происходило осадконакопление, тоже играют существенную роль, так как они создают предпосылки, благоприятные для последующего образования промышленных руд. К этим предпосылкам относятся, например, возникновение повышенных (но еще не промышленных) концентраций урана, захоронение органического вещества, пористость пород и др. В ряде случаев решающим в металлогении постседиментационных месторождений оказываются наличие и развитие складчатых и разрывных структур, благоприятных для проникновения минерализованных вод в пористые породы.

При выяснении условий образования и закономерностей распространения месторождений, в которых интенсивно проявлены процессы перераспределения рудного вещества, приходится рассматривать и учитывать как изложенные выше факторы, касающиеся седиментационных месторождений, так и то, что было сказано прежде о постседиментационных явлениях, а именно: последующую историю геологического развития области и возникновение пликативных и дизъюнктивных дислокаций, и климатические условия, существовавшие в постседиментационный период.

Кстати отметим, что при поисках новых рудных районов и месторождений, в которых происходило перераспределение рудного вещества, в основном приходится пользоваться закономерностями, установленными для седиментационных месторождений, тогда как при поисках и особенно разведке и оценке самих рудных залежей надо особенно учитывать постседиментационные явления.

Мы не останавливаемся на некоторых специфических вопросах металлогении остаточных руд и инсоляционной минерализации, так как они требуют специального рассмотрения.

Итак, при металлогеническом анализе и составлении металлогенических и прогнозных карт важно учитывать большой комплекс факторов, определяющих условия образования. Сейчас особенно приходится подчеркивать необходимость учета именно условий образования месторождений, так как эта сторона металлогенических исследований нередко игнорируется или освещается неточно, а порой и неверно.

Как мы видим, отличия между седиментационными и постседиментационными месторождениями имеют исключительно важное значение в металлогеническом анализе и прогнозах. В связи с этим приходится остерегаться примитивного использования метода формационного анализа. Не случайно даже Н. С. Шатский, являвшийся создателем этого метода, сам подчеркивал (1958), что «...существует очень большая группа месторождений, иногда очень крупных, с огромными, мирового значения запасами полезных ископаемых, которые принадлежат к группе полезных ископаемых вторичных месторождений. Распределение «вторичных» концентраций,— писал Н. С. Шатский,— подчиняется обычно иным закономерностям, чем распределение первичных месторождений, однако и эти «вторичные» накопления связаны со своими формациями, наложенными на формации первичных концентраций» [1].

К сожалению, многие металлогенисты об этом генетическом подходе обычно забывают и не считаются с тем, что процесс формирования некоторых важных месторождений многостадийный и связан не с одним этапом развития земной коры; время и условия образования таких месторождений (следовательно, и закономерности их распространения) иногда значительно отличаются от времени и условий образования рудовмещающих формаций.

Главной целью металлогенических и прогнозных исследований является определение направлений поисковых работ, основанное на: а) выяснении закономерностей распространения месторождений различных типов и теоретическом осмысливании этих закономерностей; б) знании геологического строения и истории геологического развития конкретных регионов. Исходя из этого, очевидно, что металлогенические и прогнозные исследования должны проводиться в определенной последовательности и иметь конкретное содержание. Основой этих исследований должны являться накопленные фактические данные, а не гипотетические построения, что неоднократно подчеркивали К. И. Сатпаев (1958), Д. И. Щербаков (1945) и др.

Металлогенические и прогнозные исследования должны заключаться в составлении специализированных карт и профилей, различных подсобных графических и текстовых материалов и специальных записок, статей, монографий, содержащих научный анализ фактических данных и практические рекомендации.

Рассмотрим вначале содержание карт и профилей.

В большинстве случаев приходится составлять следующие карты и профили: 1) учетные, 2) металлогенические, 3) прогнозные. Иногда некоторые из перечисленных карт или профилей могут быть совмещены на одном-двух графических документах.

Учетные карты и профили должны составляться в самом начале исследования с целью сводки геологических и иногда экономических

[1] Н. С. Шатский не изложил свои соображения о «наложенных» формациях.

данных об известных месторождениях и рудопроявлениях. Практика показывает, что в качестве условных обозначений наиболее удобны значки различной формы и цвета. Основой карт («фона») могут служить в одних случаях существующие геологические или палеогеографические карты, в других — просто топографические планшеты.

Учетные карты и профили облегчают систематизацию имеющихся геологических и экономических сведений о месторождениях, что важно для последующего составления металлогенических и прогнозных карт и профилей. Учетные карты и профили должны систематически пополняться новыми данными, получаемыми при поисках и изучении месторождений.

В свое время Д. И. Щербаковым (1945) были очень удачно рекомендованы условные знаки, с помощью которых могут быть отмечены: 1) генетический тип, 2) ведущие элементы в руде, 3) масштабы оруденения.

Металлогенические карты должны отражать основные условия образования месторождений различных генетических групп; иногда приходится около генетических обозначений месторождений ставить вопросительные знаки, указывающие на спорность генезиса оруденения.

Достаточно очевидно, что применительно к осадочным месторождениям (да и не только осадочным) эти задачи во многих случаях не могут быть разрешены на одной карте, отображающей только те факты и наши представления, которые относятся к самой верхней части земной коры (дневная поверхность или на несколько метров, максимум первые десятки метров от дневной поверхности). На карте поверхности за редким исключением нельзя отразить ни литолого-фациальное положение месторождений, ни палеогеографическую и тектоническую обстановку, в которой формировалось то или иное месторождение. На такой карте нельзя во многих случаях и намечать поисковые работы, так как в ряде областей и по многим полезным ископаемым мы уже перешли к поискам месторождений, не выходящим на дневную поверхность, залегающим на глубине в десятки и сотни метров. Более того, поисковые работы местами развиваются не в верхнем структурном ярусе, а во втором (от дневной поверхности) ярусе.

Для такого «глубинного» металлогенического анализа созданы предпосылки в виде тектонической карты СССР, составленной Н. С. Шатским (1956), ряда тектонических, литолого-фациальных и палеогеографических карт (и схем), подготовленных по многим районам и стратиграфическим подразделениям. Наконец, имеется уже и некоторый опыт составления подобных металлогенических или прогнозных карт.

Учитывая, что буровые поисковые работы в некоторых районах проводятся на глубинах от дневной поверхности до 500 *м* и глубже, мы считаем, что при наличии соответствующих геологических данных необходимо составлять металлогенические и прогнозные карты, отражающие металлогению не только по дневной поверхности, но и минимум до глубины 1 *км*. Металлогенический анализ и прогнозы должны осуществляться на серии карт и сопряженных с ними профилей.

Карты должны отражать основные черты палеогеологии и палеогеографии определенного времени, а в случае вероятности развития в отложениях данного возраста эпигенетических месторождений и те структурные и геохимические изменения, которые произошли с этими отложениями позднее. Следовательно, на картах должны быть показаны: 1) состав комплексов осадков (пород) и по возможности некоторые специфические их особенности (окраска, наличие органического вещества и др.); 2) мощности отложений (желательно в изопахитах),

отражающие тектонический режим периода осадконакопления; 3) границы фациальных, палеогеографических и климатических зон; 4) постседиментационные тектонические структуры (в ряде случаев с возрастным их подразделением); 5) некоторые данные, отражающие палеогеографические (включая климатические), гидродинамические и геохимические условия, существовавшие во время привноса вещества и накопления осадков, как-то: контуры суши, ее ландшафт, состав обнажавшихся пород суши, проявления коры выветривания, направления сноса вещества с суши, положение установленых или предполагаемых глубинных разломов, площади распространения вулканических извержений данного возраста и ореол распространения пирокластического материала, направления основных морских течений. При наличии проявлений постседиментационных рудных процессов или в случае, если ожидаются такие проявления, помимо отображения постседиментационных тектонических структур, желательно дать контуры установленных и предполагаемых зон поверхностного и пластового выветривания (окисления) пород, геохимическую зональность современных подземных вод, а также, по возможности, элементы палеогидрогеологической обстановки [1]; 6) месторождения или рудные поля (бассейны) или зоны (площади) их распространения с обозначением их генетической принадлежности, с расчленением, по возможности, на следующие группы: а) собственно осадочные (сингенетические — седиментационные), б) осадочные с отчетливым проявлением постседиментационного перераспределения, в) остаточные, г) инфильтрационные (экзогенные), д) инфильтрационные (эндогенные).

В случае спорности генезиса того или иного месторождения они отмечаются легендой наиболее вероятного генезиса, но с вопросительным знаком или иной отметкой, свидетельствующей о спорности генезиса [2].

Карты должны являться основным графическим документом для металлогенического анализа и прогнозирования поисков по осадочно-эффузивным отложениям определенного возраста.

Вместе с тем следует иметь в виду, что одна карта не может отразить всю совокупность геологических явлений, учет и использование коих необходимы при металлогеническом анализе. В частности, на одиночной карте нельзя достаточно полно показать изменение во времени многих важных особенностей осадков (пород) и условий их образования. Эти изменения во времени, и вообще история геологического развития области, могут быть показаны серией металлогенических карт для различных стратиграфических единиц, т. е. по тому же принципу, что и серии палеогеографических карт. Но и они в ряде случаев окажутся недостаточными, особенно в случае, когда необходимо графически отобразить соотношение различных полезных ископаемых и некоторых осадочных образований, близких по возрасту, развитых в сходных или, наоборот, отличных условиях, например, соотношения поли-

[1] Сведения о палеогидрогеологической обстановке и истории развития подземной части гидросферы еще весьма ограниченны. Но все же некоторые данные уже накоплены, примером чему являются опубликованные статьи С. А. Шагоянца (1949) и А. В. Щербакова (1956). Поэтому мы и считали необходимым отметить желательность учета палеогидрогеологических построений при металлогенических исследованиях, так как, вероятно, в некоторых случаях эпигенетические руды формировались в условиях, отличных от современной гидрогеологической обстановки.

[2] В данной статье не рассматривается вопрос о метаморфогенных месторождениях, в металлогении которых имеются, конечно, свои особенности, не менее отличные, чем между гидротермальными и осадочными месторождениями, между седиментационными и некоторыми постседиментационными рудными процессами.

металлических, марганцевых и железных месторождений; медных и полиметаллических; коры выветривания; месторождений переотложенных каолинитов и уранового оруденения в угленосных отложениях; соотношение урансодержащих сланцев, фосфоритов; ртутного и уранового оруденения, твердых битумов, нефтяных и соляных залежей. Эти и многие другие соотношения, очень важные для металлогенического анализа и прогнозирования, могут быть показаны с необходимой полнотой не на картах, а на металлогенических профилях, которые должны являться не только дополнением к картам, но и связующим звеном между картами различных стратиграфических единиц и даже разных структурных этажей.

Для седиментационных месторождений профили должны составляться примерно так же как литолого-фациальные, причем в зависимости от необходимости и достоверности исходных материалов, в одних случаях это будут действительно профили, в других — лишь схемы.

В случае наличия эпигенетических месторождений или вероятности их обнаружения, профили должны быть структурно-литологические, отражающие результаты постседиментационных явлений (пликативные и дизъюнктивные нарушения, зоны пластового окисления и пр.).

Специальная нагрузка на металлогенических профилях должна быть подобной той, которая принята для металлогенических карт.

Прогнозные карты и профили, должны представлять собою графическое отображение практических выводов, вытекающих из изучения закономерностей распространения оруденения и выяснения условий его образования. Они составляются на основе металлогенических карт и профилей.

На прогнозных картах и профилях, наряду с фактическими данными по рудоносности, должны быть показаны также предположительные границы распространения рудоносных комплексов (осадков, пород, структур), в том числе и перекрытых более поздними образованиями. Кроме того, на них следует отразить рекомендуемую очередность изучения выделенных площадей. В отдельных случаях приобретает важное значение указание на прогнозных картах методов поисков в зависимости от типов ожидаемых руд и мощности покрывающих их толщ. На прогнозных картах должны быть указаны места проходки и глубина опорных и поисковых скважин.

Обобщая все сказанное о типах карт и профилей, составляемых при металлогенических и прогнозных исследованиях, следует отметить, что в зависимости от их нагрузки они могут быть совмещены на одном-двух чертежах; но может возникнуть необходимость изображения отдельных геологических данных на специальных графических приложениях.

Масштабы карт и профилей в зависимости от геологической изученности той или иной области и степени наших знаний о ее рудоносности могут быть различными — от 1 : 1 000 000 до 1 : 50 000.

В новых районах, мало изученных на то или иное полезное ископаемое, в большинстве случаев приходится ограничиваться составлением карт масштабов 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000. При их составлении приходится учитывать вероятность выявления месторождений разных типов. Поэтому на мелкомасштабных картах и профилях (несмотря на их мелкомасштабность) желательно, по возможности, отображать весь или почти весь комплекс особенностей упомянутых выше при характеристике содержания металлогенических карт. В случае перегрузки карты ряд необходимых данных может быть вынесен на подсобные чертежи (в том

числе накладки). Иногда на мелкомасштабных картах не удается отобразить некоторые существенные факты в связи с тем, что они установлены лишь в одиночных скважинах или обнажениях. В таких случаях эти детали, важные для прогнозирования, должны быть освещены в текстовых материалах.

На основе мелкомасштабных карт лишь в отдельных случаях можно конкретно определить расположение ожидаемых месторождений.

Для районов, уже достаточно детально изучавшихся, в которых более или менее определились типы месторождений, желательно составлять металлогенические и прогнозные карты и профили более крупных масштабов — 1 : 200 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000.

В отдельных районах при составлении таких карт и профилей не обязательно учитывать весь многосложный комплекс признаков, благоприятствующих образованию месторождений всех типов. В этих случаях можно ограничиваться лишь теми признаками, которые характерны для тех месторождений, которые есть основание ожидать в данном регионе.

В каждом конкретном случае перед составлением металлогенических и прогнозных карт и профилей необходим предварительный анализ геологических данных и сведений о рудоносности. В результате такого анализа определятся как стратиграфические единицы и районы, по которым следует составлять прогнозные карты и профили, так и перечень геологических и минералого-геохимических признаков, которые надо отобразить на картах и профилях.

При определении районов поисков и их очередности, помимо составления учетных, металлогенических и прогнозных карт и разрезов, огромное значение имеет выяснение достоверности использованных данных. Также важно изложение теоретических основ, принятых при оценке перспективности той или иной толщи и конкретной территории и сам анализ карт и профилей как с генетической точки зрения, так и в прогнозном отношении. Все это должно быть изложено в специальном тексте.

Стандартизация содержания таких текстов в настоящее время не только нецелесообразна, но мы бы сказали, вредна. Если бы кто-либо попытался это сделать (дать своего рода инструкцию), то следовало бы категорически против этого возражать. Стандартизация в данной работе (во всяком случае в настоящее время) может привести к схоластике и ошибкам в металлогенических выводах и прогнозах.

В настоящее время следует особенно поощрять широкую инициативу в деле прогнозирования, основанного на глубоком знании геологии, истории развития конкретных областей, генезиса и поисковых признаков месторождений различных типов.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
Гиммельфарб Б. М. Основные принципы составления прогнозных карт. В сб.: «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам». Изд. АН Казах. ССР, 1958.
Казаков А. В. Фосфатные фации. ГОНТИ, 1939.
Кротов Б. П. Отчет о работах по исследованию Алапаевского железорудного месторождения.— Труды ГГРУ, 1931, вып. 70.
Лингрен В. Минеральные месторождения. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
Миропольский Л. М. О генезисе медных руд в пермских отложениях Татарии.— Труды II Всес. совета мин., 1938.
Основные направления исследований по проблеме «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре». В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, 1958.

Островская Г. Я. Особенности формирования свинцово-цинковых руд в туфо-карбонатных отложениях.— Труды XXI Междунар. геол. конгр., 1960.
Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Пробл. сов. геологии, т. 1, 1933.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. ОНТИ, 1940.
Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. В сб.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961.
Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана. В сб.: «Материалы научной сессии по металлогении и прогнозным картам». Изд-во АН Казах. ССР, 1958.
Семенов А. И. и Лабазин Г. С. Основные проблемы исследований в области региональной металлогении. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Госгортехиздат, 1959.
Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук, 1947, **72**.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1960.
Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Госгортехиздат, 1958.
Шагоянц С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод центральной и восточной частей Северного Кавказа.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем, 1949, **6**.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, **4**.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Докл. к совещанию по осадочным породам», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В., Пущаровский Ю. М., Херасков Н. П., Штрейс Н. А. и Яншин А. Л. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В сб.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд-во АН СССР, 1961.
Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000 (с объяснительной запиской). Госгеолиздат, 1956.
Щербаков А. В. Палеогидрогеологические условия формирования и разрушения железорудных месторождений Криворожско-Кременчугского бассейна. В сб.: «Гидрогеология и инженерная геология», 1956, № 14.
Щербаков Д. И. Принципы и методы составления металлогенической карты.— Сов. геология, 1945, № 5.

П. С. Саакян

ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Детальное изучение рудного вещества в условиях образования экзогенных месторождений начало привлекать внимание исследователей в последние десятилетия. Этот интерес возник в связи с выявлением крупных осадочных месторождений меди, свинца, цинка, титана, урана, а также наличием повышенного скопления молибдена и редких металлов среди осадочных пород и осадочных руд, что в недавнем прошлом не предполагалось или вообще отрицалось. Увеличилось также количество выявленных месторождений, происхождение которых связано с деятельностью инфильтрующихся вод.

Непрерывное повышение значения руд экзогенного происхождения в балансе запасов металлов неизбежно выдвигает необходимость значительного расширения детального изучения условий их формирования и, в первую очередь, выяснения роли процессов дифференциации минерального вещества в концентрации рудной минерализации в поверхностных условиях.

Л. В. Пустовалов (1940) указывал, что «...как механическая, так и химическая дифференциация вещества в зоне осадкообразования в значительной мере предопределяются еще в стадию разрушения материнских пород». Это определение привлекает внимание к естественному ходу процессов дифференциации минеральных веществ в поверхностных условиях и имеет большое методическое значение. Оно говорит о необходимости изучения источников минерального состава остаточных, инфильтрационных, россыпных, осадочных и других типов экзогенных пород и руд в единой связи.

В своих исследованиях Л. В. Пустовалов вскрывает и показывает, насколько активно протекают процессы дифференциации в условиях непосредственного участия литосферы, гидросферы и атмосферы, где взаимодействие минеральных веществ в твердом, жидком и газообразном состоянии развивается при наиболее интенсивном и свободном их перемещении и концентрации.

В этом свете особенно четко вырисовывается роль эволюции геологической среды земной поверхности в процессах минералообразования, что привлекало внимание многих исследователей (Пустовалов, 1940; Марков, 1951; Страхов, 1954; Опарин, 1957 и др.).

ЭВОЛЮЦИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ СРЕДЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Л. В. Пустовалов (1940) считает неправильным представление о развитии осадконакопления по замкнутому повторяющемуся кругу и рассматривает этот процесс как «...непрерывно развивающийся усложняющийся, нарастающий природный процесс».

Такое естественногеологическое закономерное развитие иллюстрируется многими примерами. Н. М. Страхов (1954) отмечает, что «...интенсивность карбонатного процесса в более поздние этапы была, по-видимому бóльшей, чем в более ранние» в связи с тем, что карбонатные породы тяготеют к платформенным структурам, площади которых в геологической истории непрерывно росли за счет геосинклинальных зон. Он подчеркивает, что распространенность кремнистых пород больше в докембрии и резко сокращается в послеальганскую эпоху.

У. Твенхофел (1936), Р. Шрок (1950), детально рассматривая условия и причины, вызывающие образование осадочных пород и их чередование, не уделяют внимания вопросам эволюции состава пород, хотя и такая закономерность вытекает из большого фактического материала, описываемого ими.

Существующие космогонические теории не дают основания для достаточно точного определения состава литосферы в догеологический период. Закономерности эволюции состава магматических пород в ходе геологического развития литосферы рассматриваются в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1949), Г. Розенбуша (1934), В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова (1936), Р. Дэли (1936), В. Н. Лодочникова (1936) и др.

Исследования С. П. Соловьева (1952) по распределению магматических пород в СССР привели к следующим очень интересным выводам:

1) щелочные и нефелиновые сиениты, а также щелочные эффузивы в архее отсутствуют;

2) в составе пород архея отсутствуют фтор, хлор; редкоземельные элементы связаны со щелочными сиенитами;

3) к докембрию преимущественно приурочены рапакиви, часто характеризующиеся преобладанием содержания окиси калия над окисью натрия и высоким отношением FeO : MgO.

Как видно, в ходе геологического развития земной коры наблюдается повышение в составе магматических пород гидрофильных элементов и более широкое распространение кристаллических пород, близких по составу к сиенитам.

Эти явления, по-видимому, могут быть объяснены преобладанием процессов формирования магматических очагов в земной коре в результате ультраметаморфического преобразования осадочных пород над процессами внедрения глубинной ювенильной магмы габбрового состава.

В изменении условий формирования осадочных пород и руд в геологической истории, несомненно, существенную роль сыграла эволюция состава гидросферы. Однако о происхождении гидросферы у исследователей нет единого мнения.

Признаками существования гидросферы с самого раннего этапа геологического развития планеты служат осадочные отложения среди наиболее древних пород.

Происхождение гидросферы предполагается из двух источников:

1) сгущение и осаждение из атмосферы паров воды космического происхождения;

2) выделение воды в результате дифференциации состава планеты и формирования литосферы.

Нет еще установленных признаков для отличия вод отмеченных двух типов и для определения количественного их соотношения в составе вод гидросферы.

Об изменении баланса вод гидросферы в геологической истории земли существуют три гипотезы: 1) баланс вод увеличивался, 2) оставался неизменным и 3) уменьшался.

Увеличение баланса вод гидросферы в течение геологического развития планеты доказывается рядом исследователей (Э. Зюсс, А. И. Опарин и др.). В основе этой гипотезы лежит допущение о выделении большого количества ювенильных вод магматическими очагами в течение всех геологических эпох. Предположение о ювенильно-гидротермальном происхождении рудных месторождений, неизбежно приводит к выводу об увеличении водных ресурсов гидросферы за счет гидротерм, проникающих на поверхность земной коры после выделения из их состава рудной минерализации.

А. Пенк доказывает увеличение объема гидросферы за счет магматических ювенильных вод и как обоснование приводит некоторые расчеты, предположив, что в течение года магматические очаги могли выделить ювенильных вод в среднем около 1 $км^3$. Отсюда он заключает, что общий объем океанических вод, равный 1,6 млрд. $км^3$, образовался в течение 1,6 млрд. лет (Марков, 1951). В случае правильности гипотезы и расчетов А. Пенка образование осадочных пород, начиная с архея, должно было происходить на все более широкой площади, в соответствии с увеличением площади водных бассейнов, что противоречит имеющимся геологическим данным.

Подсчеты многих исследователей показывают, что для образования всех руд, происхождение которых связывают с ювенильными водами, потребовалось бы такое количество воды, которое в несколько раз превышает существующий объем океанических вод (Бетехтин, 1955).

Как видно, гипотеза об увеличении объема гидросферы за счет выделения из недр ювенильно-магматических вод в течение всех геологических эр противоречит фактам и лишена каких-либо доказательств.

Гипотеза об уменьшении объема гидросферы менее поддается обоснованию расчетами, хотя и имеет своих последователей.

Эта гипотеза исходит из предположения, что большое количество воды поглощается литосферой в связи с широким развитием в ней процессов гидратации. В одной из своих ранних работ в 1893 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1952) писал: «По мере охлаждения земного шара все глубже проникают в земную кору химические процессы, связывающие воду... А процессы, поглощающие воду, не только не прекратились, а, напротив, все усиливаются, предвещая нашей планете полное обезвоживание ее поверхности». Этой точки зрения придерживались также Э. Кант (Kant, 1902) и П. Лоуэлл (Lowell, 1907), которые считали, что вода гидросферы в течение геологической истории Земли входит в физические и химические соединения с породами литосферы, поэтому ресурсы ее могут сокращаться.

С. Аррениус (Arrhenius, 1910), В. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1933), В. Грот и И. Г. Суэс (Groth u. Suess, 1938) и другие являются сторонниками взглядов о фотодиссоциации паров воды под влиянием ультрафиолетовых лучей в наиболее высоких слоях атмосферы и образования свободного кислорода в атмосфере, что приводит к уменьшению водных ресурсов гидросферы.

Взгляды о неизменности объема гидросферы основываются на предположении о происхождении гидросферы в самом начале возникновения литосферы.

В. И. Вернадский (1934) о постоянстве объема гидросферы говорит следующее: «...По-видимому, количество соленой морской воды остается более или менее неизменным в течение сотен миллионов лет. Мы наблюдаем лишь временное смещение воды, сопровождаемое изменением уровня моря, грандиозные колебания — переливания на поверхности биосферы единой жидкой массы, всегда одинаковой».

Изучение истории геологического развития Земли основывается на представлениях об относительном постоянстве водных ресурсов гидросферы.

Современные океанические воды характеризуются повышенной минерализацией. Привлекает внимание высокое содержание поваренной соли (до 3,2%), большое количество магния, кальция и др.

Предполагается поверхностное и магматическое происхождение солевого состава океанических вод. Это означает поступление минерального вещества со сточными водами за счет разрушения коренных пород, а также выноса их в составе растворов и в виде эманаций из магматических очагов.

В. И. Вернадский выделяет гидрогенные элементы и относит к ним те химические элементы, которые участвуют в составе океанических вод. К группе пирогенных он относит 30 элементов, не известных в минеральном составе вод.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

Большинством исследователей эволюция состава атмосферы рассматривается в тесной связи с геологическим развитием земной коры и особенно с биохимическими процессами.

Представление о преобладании углекислого газа в составе атмосферы на первых этапах геологического развития Земли общепринято. Накопление в атмосфере свободного молекулярного кислорода объясняется как результат фотосинтеза и образования растительного покрова. Количество кислорода в современной атмосфере определяется $2 \cdot 8 \cdot 10^{14}$ *т*. Он непрерывно расходуется в процессах минеральных новообразований, входя в их состав. Одновременно происходит пополнение атмосферы кислородом в количестве около $1 \cdot 2 \cdot 10^{11}$ *т* в течение года (Рабинович, 1951).

Очевидно, что изменчивость площади распространения растений в геологической истории земной поверхности обусловила непостоянство соотношения углекислого газа и кислорода в атмосфере, что сыграло значительную роль в процессах формирования существенно отличных типов пород в течение различных геологических эпох.

Заглядывая вглубь геологической истории развития условий осадочного минералообразования, можно говорить о трех этапах эволюционного развития среды: добиогенного, этапа зарождения жизни и биогенного.

К первому, добиогенному этапу относится наиболее древнее и длительное время геологического развития земной поверхности. По А. И. Опарину (1957), органическая жизнь зародилась около 800 млн. лет назад, что совпадает с началом протерозоя.

В течение этого этапа осадкообразование протекало в обстановке отсутствия или малого содержания свободного кислорода в атмосфере.

Н. М. Страхов (1954) отмечает, при «при убывании O_2 в докембрийской атмосфере *Eh* воды должен был быть, конечно, ниже; возможно, что в те времена отрицательные *Eh* наблюдались уже в самой водной массе бассейнов. Это создавало возможность для садки некоторых минералов, таких, как лептохлориты, частью даже сидерит (родохрозит), а также доломит — прямо из воды».

К этому времени относится образование мощных толщ кремнисто-железистых пород, занимающих значительные площади на всех континентах мира. Примерами служат железные руды Русской платформы

(Кривой Рог, Курск, Белгород), Северной Америки (Верхнее озеро), Южной Африки (Трансвааль) и т. д. Запасы таких руд превышают 90% всех мировых запасов.

К этому этапу относится также концентрация на широких площадях марганцевых руд и кремнистых отложений. Сульфидное рудообразование не характерно.

Второй этап характеризуется зарождением и развитием органической жизни в водной среде. Значительное место занимают отложения, обогащенные содержанием органических веществ. Сокращается формирование кремнистых, железистых, марганцевых накоплений. Появляются единичные, но крупные сульфидные месторождения типа полиметаллических руд Сулливана (Канада) среди аргиллитов.

Третий этап с широким развитием биогенной жизни, по-видимому, начинается после ордовика, когда суша покрывается пышной растительностью.

В атмосфере уменьшается содержание CO_2, увеличивается содержание кислорода.

В водной среде возникают локальные поля с резко выраженной восстановительной обстановкой при широком участии биохимических процессов накопления осадков и их диагенеза.

В образовании сульфидов широкое место занимает органогенная сера. Концентрация сульфидных руд локализуется в водоемах в зависимости от распространения в них восстановительной среды и повышенной концентрации металлов. Этим объясняется наиболее широкое и интенсивное формирование сульфидных месторождений в среднем палеозое.

Обобщая сказанное выше о роли эволюции среды в процессах образования экзогенного минералообразования, приходим к выводу, что эта роль огромна как для формирования многообразных типов пород, так и для рудоносных их разностей.

ИСТОЧНИКИ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СОСТАВ РУД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЗОНЫ ИНФИЛЬТРАЦИИ

С корой выветривания связаны многие месторождения никеля, алюминия, железа, марганца, каолинита, огнеупорных глин и других полезных ископаемых. Область выветривания служит источником руд урана, меди, свинца, цинка и других металлов, концентрирующихся в зоне инфильтрации поверхностных вод. Наряду с этим, если учесть, что кора выветривания служит источником для россыпных месторождений золота, касситерита, алмазов, циркона, рутила, ильменита и других рудных минералов, а также осадочных руд железа, марганца, меди, свинца, цинка, молибдена, урана и др. металлов, то станет ясно большое значение исследований процессов, протекающих в континентальных областях поверхности Земли в течение всех геологических эпох.

Химическое и физическое разрушение материнских пород и образование коры выветривания Л. В. Пустовалов рассматривает как начальный этап дифференциации в поверхностных условиях. Он подчеркивает важную роль в этих процессах кислородного потенциала среды.

И. И. Гинзбург (1957) выделяет семь типов кор выветривания:

1) остаточные коры разложения; 2) остаточные коры выщелачивания, 3) инфильтрационные коры; 4) коры, преобразованные новыми процессами выветривания, наложенными на первоначальные коры; 5) переотложенные или перемещенные коры; 6) размытые коры; 7) метаморфизованные коры.

Такая классификация, в отличие от классификаций других авторов (Полынов, 1934, Лукашов, 1956), более точно определяет значение в геологической истории кор выветривания как источников рудного вещества для формирования различных типов поверхностных месторождений.

Наиболее широко распространенными месторождениями, непосредственно связанными с корой выветривания, являются силикатно-никелевые, гидрогематитовые, марганцевые, титановые и пр.

Источником руд силикатно-никелевых месторождений служат разрушающиеся в коре выветривания различных типов ультраосновные породы, богатые никелем. В оливине никеля содержится 0,21—0,34% (Егорова, 1938). Содержание никеля в дунитах, перидотитах, серпентинитах по многим данным в среднем колеблется от 0,2 до 0,3%, и достигает 0,4—0,5%. В габбро и диабазах его содержание значительно меньше — 0,05—0,06%.

Е. Е. Захаров, Е. Ф. Зиф и Д. Г. Ульянов (1932) считают, что змеевики, образующиеся из дунитов и других богатых содержанием оливина пород, должны быть особенно богаты никелем. Этим они объясняют формирование наиболее богатых силикатно-никелевых месторождений Урала в коре выветривания змеевиков. Нижняя граница распространения никелевых руд коры выветривания определяется уровнем грунтовых вод.

В зависимости от степени перемещения минерализации и условий размещения силикатно-никелевых руд, А. А. Глазковский (1949) делит их на три типа: площадного распространения, трещинные и контактово-карстовые.

На примере Халиловского месторождения никелевых руд (Южный Урал) Д. Г. Ульянов показал связь силикатных руд никеля с месторождениями бурых железняков, где никелевые руды окаймляют месторождения бурых железняков почти непрерывной полосой, расположенной к востоку от последних. Месторождения железа он считает концентрационно-диалитическими, а никелевые — остаточно диалитическими.

В результате изучения коры выветривания Малкинского змеевикового массива (Северный Кавказ) и образования здесь месторождения бурых железняков И. И. Гинзбург и А. Л. Яницкий (1952) пришли к выводу, что на ультрабазитах преобладают процессы окремнения и карбонатизации, сопровождающие концентрацию бурых железняков. Д. П. Сердюченко (1952) обращает внимание на процессы сплошной метасоматической и инфильтрационной хлоритизации змеевиковой коры района Малки.

Месторождения марганца коры выветривания А. Г. Бетехтин (1946) делит на два типа: марганцевые шляпы или зоны окисления марганцевых месторождений и инфильтрационные месторождения, представляющие собою скопления руд в толще элювиальных наносов вне прямой связи с коренными месторождениями.

Окисленные руды, слагающие марганцевые шляпы, как правило, значительно богаче первичных руд, за счет которых они образуются. В коре выветривания многие рудные минералы, разрушаясь, переходят в растворимые формы, одновременно в той или другой степени концентрируясь среди продуктов коры выветривания. К таким минералам относятся: окислы железа, образующие гидроокислы; сульфиды меди, переходящие в карбонатиты, реже в окислы; галенит при разрушении образует карбонаты, окислы, реже сульфаты (рутил переходит в гидроокислы, концентрируясь на месте).

Исследование А. П. Виноградовым (1957) почвенного слоя показывает постоянное его обогащение такими металлами, как медь, молибден, цинк, никель, уран и т. д. Особенно повышенным содержанием металлов отличается почвенный покров рудных районов. На этой основе построен металлометрический метод поисков коренных месторождений.

В условиях разрушения сульфидных месторождений в результате выщелачивания и переотложения вторичные рудные тела в редких случаях бывают размещены за пределами месторождений. Обычно это или окисленные руды, слагающие шляпы, или инфильтрационно-переотложенная минерализация в зоне восстановления. Образование инфильтрационно-переотложенных рудных тел известно на Енгиджинском свинцовом месторождении (Армянская ССР), где руда представляет сталактитовые и натечно-скорлуповатые скопления на стенках карстовых пещер среди известняков (Саакян, 1953). Это руды, содержащие свинец в виде церуссита и реже галенита.

Ачисайское свинцовое месторождение С. А. Юшко относит к типу инфильтрационно-переотложенных руд среди закарстованных известняков. Источником свинца служила рассеянная минерализация в окружающих породах.

К инфильтрационному типу относятся многие урановые месторождения на площади Колорадо, связанные с твердыми битумами. Крупнейшее урановое месторождение Амброзия-Лейк относится к этой генетической группе месторождений.

В. Линдгрен (1933), переоценивая роль инфильтрационных процессов, допускает возможность образования казахстанских медистых песчаников таким путем.

ИСТОЧНИКИ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РОССЫПЕЙ

Выпадение транспортируемого материала на пути миграции Л. В. Пустовалов рассматривает как один из закономерных этапов в последовательности развития процессов дифференциации на поверхности. Он считает, что «транспортирующийся материал обычно выпадает из путей миграции не сразу, а в известной закономерной последовательности».

Это дает ему основание говорить о механическом парагенезисе минералов, что играет важную роль как поисковый признак месторождений алмазов, золота, касситерита и т. д.

Исследования В. С. Трофимова (1960) подтверждают закономерность формирования россыпных месторождений в результате последовательного развития механической дифференциации,— одного из этапов широких процессов дифференциации продуктов разрушения на пути переноса из области размыва.

Обобщая существующие представления (Рожков, 1955; Билибин, 1956; Дю-Тойт, 1957; Kant, 1958; Малышев, 1958; Шило, 1958 и др.) о происхождении россыпных месторождений в зависимости от источников, В. С. Трофимов (1960) выделяет восемь их типов:

1. Элювиальные, образующиеся на поверхности существующих месторождений. Характеризуются они более высоким содержанием металла, чем коренные. Размеры зависят от обнажающейся площади коренных руд, их формы и характера рельефа и климатических условий. К ним относятся касситеритовые, вольфрамитовые, золотые и другие россыпи.

2. Делювиально-гравитационные, возникающие в результате передвижения выветрелого материала в пониженные части рельефа.

Таким путем концентрируются также алмазы, пьезокварц, морион и др.

3. Пролювиальные, формирующиеся и в речных долинах, логах, и на склонах временных речных потоков. Этого типа россыпи в Южной Африке образовались в результате переноса алмазов на расстояние 800 *км* (Дю-Тойт, 1957).

4. Аллювиальные — в речных долинах и логах. Олово-сапфировые россыпи в Австралии; платино-алмазное в Борнео (Трофимов, 1947); ильменитовые россыпи в долине р. Днепра; алмазные в Гвиане, в Бразилии; золотые на Колыме, Аляске и др. Этот тип россыпей занимает ведущее место среди промышленных месторождений.

5. Прибрежно-морские, к которым относятся алмазные, монацитовые, магнетитовые россыпи. Главная добыча рутила и около 40% мировой добычи (без СССР) высококачественного ильменита составляют россыпи прибрежно-морского типа (Малышев, 1957). Источником их служат размывающиеся коры выветривания, занимающие значительные площади.

6. Морские и озерные, образующиеся среди придонных отложений.

7. Ледниковые, крайне ограниченного распространения и малопромышленные.

8. Эоловые, образующиеся в береговой зоне морей в результате выдувания и пересортировки пляжевого песка.

Н. П. Херасков, К. В. Потемкин и А. Н. Спицын (1960) отмечают слабую изученность материалов для выделения геологических формаций по признакам парагенетической связи россыпи с другими отложениями и рекомендуют выделить три геологических типа образования россыпей: ближнего сноса; водного потока; крупных водоемов.

Для россыпей ближнего сноса из минералов редких металлов считаются характерными: бадделеит, лопарит, пирохлор, эвксенит, колумбит-танталит, ксенотим, самарскит и др.

Россыпи водного потока содержат: алмазы, золото, платину, вольфрамит, касситерит, драгоценные камни. Ряд исследователей к типу россыпи относят золото-урановое месторождение Ранд в Южной Африке, а также Блайд-Ривер в Канаде. Этот тип золотоносных древних россыпей крупных водных потоков, по-видимому, распространен довольно широко, но не всегда содержит высокие концентрации металлов. Питающими их источниками, вероятнее всего, являются толщи метаморфических пород — кристаллических сланцев и гнейсов.

Прибрежные россыпи водоемов содержат концентрации шеелита, магнетита, хромита, монацита, ильменита, рутила, циркона. Реже встречаются золото, касситерит, алмазы.

«Наиболее благоприятные условия для механической дифференциации создаются в полосе прибоя и отливно-приливных волнений в прибрежно-морской зоне»,— указывают Н. П. Херасков, К. В. Потемкин и А. Н. Спицын (1960). Как отмечают эти авторы: «Около 9% ильменита, рутила, циркона и монацита добывается из этих месторождений. Запасы их в большинстве случаев огромны». По их мнению, «...среди древних отложений мы можем рассчитывать главным образом на россыпи водоемов и аллювиальных равнин».

Этого типа месторождения отмечаются среди докембрийских конгломератов на Урале и Литл-Биг-Хорн (Северная Америка). Областью питания считаются метаморфизованные породы кристаллических щитов, а также подвижные зоны с многочисленными кислыми интрузиями.

Р. В. Нифонтов (1960) описывает условия, при которых содержание золота значительно повышается в пирите среди осадочных пород. Он

считает, что такие образования также могут явиться источником россыпных месторождений.

Г. С. Момджи (1960) подчеркивает важное значение размыва мощной коры выветривания для образования прибрежно-озерных и морских россыпей титана и обращает внимание на роль тектоники в образовании двух типов продуктивной формации.

Первый тип «...возникает в условиях поднятия региона, при котором полностью завершается денудация коры выветривания каолинового профиля...». В результате происходит быстрый размыв коры и плохая сортировка материала, поступающего в бассейн. Примером первого типа продуктивной формации служит неогеновая продуктивная формация Амуро-Зейской депрессии.

Второй тип образуется «...в условиях попеременного эпейрогенического поднятия и опускания региона». Этим объясняется характерное для продуктивной формации второго типа многократное переотложение песчаного материала. Этот тип продуктивной формации Г. С. Момджи считает характерным для третичных отложений Зауралья.

Источником россыпей принято считать размывающиеся месторождения или породы с повышенным содержанием устойчивых минералов. Это служит основанием для поисков коренных месторождений по признакам размещения современных россыпей.

ИСТОЧНИКИ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ РУД

Кларковое содержание металлов в различных типах осадочных пород колеблется более значительно, чем в магматических.

Это вызвано тем, что в результате осадочной дифференциации образуется широкая гамма малокомпонентных по составу пород, обогащенных отдельными элементами.

Металлы, находящиеся в рассеянном состоянии в исходных продуктах, также подвергаются перераспределению и концентрируются среди достаточно благоприятных для этого новообразующихся осадочных пород.

Эта замечательная особенность осадочной дифференциации, способствующая концентрации рассеянных элементов, привлекает все большее и большее внимание исследователей, изучающих руду, так как именно здесь, в области осадочного рудообразования, выражены процессы концентрации больших масс рудного вещества.

Непосредственным источником металлов, содержащихся в осадочных породах, служит водная среда бассейна осадконакопления. В водоем металлы могли поступать различными путями:

1) из континентальной области размыва в составе проточных вод; 2) из состава богатого содержанием металлов вулканогенного материала, поступающего в водоем; 3) из состава различных типов вод, изливающихся на поверхность.

Из континентальной области размыва в область осадконакопления вносится почти все количество растворимых металлов. Исключение составляют те элементы, которые концентрируются в коре выветривания, отлагаются инфильтрационным путем или среди речных отложений. Однако и эти континентальные образования редко сохраняются в последующем от размыва. Поэтому принято считать, что из области размыва с различной быстротой и в различных формах в водный бассейн вносится почти весь состав разрушающихся пород.

По данным У. Твенхофела (1936) за счет разрушения изверженных пород образуется 82% сланцев, 12% песчаников и 6% известняков. При этом процессе 96% железа входит в состав сланцев, 3% в состав песчаников и 1% — в состав известняков.

Рассматривая разложение пород, Л. В. Пустовалов (1940), отмечает: «Так как в условиях земной поверхности углекислота ведет себя как более энергичная кислота, чем кремнекислота, то она разлагает всевозможные силикаты, вытесняет из них кремнезем, а сама связывается с металлами, входившими ранее в состав силикатов, образуя карбонаты или бикарбонаты». Одновременно он подчеркивает, что: «...как бы ни протекал этот процесс, он всегда приводит к образованию за счет силикатов углекислых солей различных металлов (Ca, Mg, Fe, K, Na, Li, Cu, Mn и др.), многие из которых являются более или менее легко растворимыми».

У. Твенхофел считает, что осадки, получившиеся из изверженных пород, содержат, как правило, более разнообразные минералы, чем те, которые произошли из осадочных пород, так как последние подвергаются процессам разрушения более длительное время, тем самым способствуя более совершенной дифференциации разрушающегося материала.

Роль коры выветривания как источника металлов значительна. При образовании коры выветривания происходит интенсивное химическое разрушение коренных пород с переходом в раствор металлов, содержащихся в трудно растворимых силикатах. Поэтому, чем мощнее размывающаяся кора выветривания, тем большая часть металлов, содержащихся в исходных коренных породах, вносится в раствор. Интенсивный размыв мощной коры выветривания сопровождается выносом повышенного количества металлов, содержащихся в месторождениях остаточной концентрации.

Исследования С. С. Смирнова (1951) показывают, что все сульфиды, независимо от быстроты окисления в условиях размыва, разрушаются и выносятся в водный бассейн в химически растворенном состоянии. Роль областей размыва, содержащих повышенное количество тяжелых металлов, для их концентрации в осадках привлекала внимание многих исследователей. Источником урана и меди в толще Мориссон нижнего мела на Колорадском плато считается обрамляющая область размыва, где известны коренные месторождения этих металлов. Источником металлов полиметаллических месторождений округов Миссури У. Твенхофел считает существующие в области размыва месторождения, подвергшиеся разрушению.

Большие количества вулканогенного материала, поступающего в осадок, У. Твенхофел иллюстрирует следующими цифрами: в первом извержении в верхнем бассейне Юкона в четвертичное время было выброшено минимум 41,7 $км^3$ пепла на площади больше 363 $км^2$; на действующем вулкане Кампан в июне 1912 г. было выброшено около 208 $км^3$ пепла. Наиболее велико участие вулканогенного материала среди осадков геосинклинальных областей, слагающих толщи вулканогенно-осадочных пород, мощностью в несколько километров.

Н. М. Страхов считает, что вулканическая деятельность, сопровождая формирование рудных бассейнов, обычно протекает в области, отстоящей от береговой линии до 100—150 *км*. Породы, содержащие туфовый материал более 50%, принято называть туффитами. Нередко они слагают толщи в сотни метров мощности.

Сульфидные месторождения часто приурочены к вулканогенно-осадочным толщам, содержащим кислый туфовый материал (П. С. Саакян

и В. М. Саакян, 1960). В условиях осадконакопления за счет разрушающегося туфа содержание металлов в воде может быть значительно повышено. Это видно из следующих подсчетов. Среднее содержание в водных бассейнах таких металлов, как медь, цинк, свинец, определяется около $10^{-7}\%$; кларковое содержание тех же металлов в кислых туфах равняется около $10^{-3}\%$, превышая содержание металлов в воде более чем в 10 000 раз. Следовательно, в случае поступления в бассейн туфового материала в количестве 1% к объему воды и его разрушения, содержание металлов в воде может быть повышено в сотни раз.

Об осадках космического происхождения мало данных. Имеющиеся литературные сведения показывают прибавление к массе Земли из этого источника от 5 до 7 *тыс. т* вещества; это количество достаточно для образования на дне моря отложений 0,3 *м* в продолжение $5 \cdot 10^{10}$ лет. Как видно, значение этого источника в составе осадочных пород совершенно незначительно (Твенхофел, 1936).

Гипотеза, рассматривающая фумарольные воды как источники металлов, высказанная впервые Де Лонэ, снова находится в центре внимания многих исследователей.

Г. Шнейдерхен (1958) высказывает некоторые соображения о возможном образовании эксгаляционно-осадочных месторождений в результате излияния в морские бассейны основных лав в условиях геосинклинального прогибания. К таким образованиям он относит окисные железные, а также сульфидные железные и медные руды. При этом он допускает возможность образования чисто осадочных сульфидных руд с изменчивым содержанием халькопирита, сфалерита и галенита, связь которых с магматизмом заключается только в эксгаляционном происхождении металлов.

Происхождение колчеданных руд Северного Кавказа В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова (1960) рассматривают в свете гипотезы привноса металлов в водный бассейн в составе эксгаляционных источников, связанных с вулканической деятельностью.

Уральские, испанские (Рио-Тинто), родезские и другие колчеданные руды Г. Шнейдерхен относит к плутоническому циклу и считает, что их образование связано с замещением и импрельяцией в силикатные породы. Тот же автор колчеданные руды Меггена и Раммельсберга относит к осадочным и считает, что «металлы в морские воды привносились с суши растворами из зоны выветривания или эксгаляциями и термальными морскими подводными источниками».

Как видно, в представлениях Г. Шнейдерхена странным образом уживаются несовместимые утверждения о происхождении единых по генетическому типу колчеданных руд. На уральских месторождениях из глубинных, а на Раммельсберге и Меггене — из поверхностных источников.

Н. М. Страхов формирование месторождений малых металлов рассматривает в тесной связи с поступлением их в водоем в составе подземных источников различного происхождения. Он отрицает возможность образования промышленных месторождений малых металлов в ходе процессов осадочной дифференциации и диагенеза осадков.

Учитывая преимущественную роль физической или химической дифференциации, Л. В. Пустовалов выделяет два главнейших типа осадочных пород и связанных с ними руд: кластолиты и пегнитолиты. Это очень удобная классификация, она способствует лучшему пониманию условий образования рудной минерализации в тесной связи с происхождением вмещающих пород.

Механическая дифференциация играет важную роль в образовании россыпных месторождений среди кластолитов, которые рассматриваются как самостоятельная генетическая группа. Среди кластолитов, особенно конгломератов и песчаников, известны месторождения, в составе руд которых предполагается содержание рудной минерализации в результате механической и химической дифференциации. Примером служит золото-урановое месторождение Ранд (Южная Африка) среди конгломератов.

О происхождении золота этого месторождения К. И. Богданович (1912) отмечает существование четырех гипотез: 1) механическое «приведение» золота в его теперешнее состояние; 2) химическое осаждение золота и колчеданов. Пенниг, Штельцнер, Де Лонэ и Фойт считают, что золото концентрировалось химическим путем из раствора одновременно с отложением галек. Фойт предполагает, что этому процессу способствовало тонко рассеянное органическое вещество; 3) образование морских золотоносных россыпей с последующим химическим перераспределением золота (Коген, Пошепный, Бекер, Грегори); 4) привнос золота в конгломераты извне растворами, связанными с извержениями диабазов (Виллиамс, Кунтц, Краус, Гатч, Корсторпин, Юинг).

К. И. Богданович придерживается гипотезы об эпигенетическом происхождении месторождения и отмечает, что от различных взглядов зависят многие существенные вопросы практики. В. С. Домарев (1956) отмечает два взгляда на происхождение золота Рандского месторождения: одни принимают экзогенное, преимущественно осадочное его происхождение (Liebenberg, 1955; Ramdohr, 1954; Scharp, 1950), другие — гидротермальное — «из каких-то магматических очагов». Сторонником этой гипотезы является К. Давидсон (Davidson, 1953), который предполагает одновременное гидротермальное образование золота и урана. С. Михолич (1954) концентрацию урана связывает с жизнедеятельностью организмов, а золота — с термальными водами. С. В. Домарев (1956) допускает возможность отложения урана «...из вод потоков (наземных или подводных), протекавших по уже отложенному галечнику будущих конгломератов», и месторождение относит к группе метаморфогенных, учитывая интенсивную метаморфизованность конгломератов.

М. М. Константинов и Е. Я. Куликова (1960) месторождение Ранд считают первично-осадочным, допуская последующее изменение при эпигенезе и метаморфизме. Они обращают внимание на возможность образования промышленных россыпей уранинита в докембрии в условиях отсутствия «развитого растительного покрова на континенте, что могло влиять на pH прибрежных вод (оно могло быть равным 7), при котором уранинит растворяется слабо».

Перечисленные выше многочисленные гипотезы о происхождении месторождения Ранд показывают насколько разноречивыми могут быть представления об образовании пластовых руд, особенно в случаях, когда они интенсивно метаморфизованы.

Однако продолжает дискутироваться также происхождение многих мезозойских и кайнозойских колчеданных, полиметаллических и железорудных месторождений, метаморфизованность которых не нарушает первичное пластовое залегание рудных тел и парагенетическую связь рудных и нерудных компонентов руды.

Тем не менее, в конечном итоге детальных исследований наиболее обоснованным оказывается представление о происхождении пластовых руд в условиях, близких к образованию рудовмещающих пород.

В таком направлении развиваются также взгляды о вулканогенном источнике руд, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород.

Для дальнейшего развития исследований условий осадочного рудообразования в едином физико-химическом плане с формированием рудоносных пород приобретает важное значение выделение в классификации главнейших типов пород, рекомендуемой Л. В. Пустоваловым (1940), тех типов, которые характеризуются повышенным, против кларкового, содержанием металлов. Среди 19 разновидностей пегнитолитовых пород он выделяет 10, в той или другой степени обогащенных сингенетическим содержанием элементов, которые при повышенной концентрации образуют месторождения. К ним относятся: ферролиты, манганолиты, баритолиты, купролиты, фосфоролиты, феррисиликолиты, сульфидолиты, фтороли ты, целестинолиты и сульфатолиты.

При описании сульфидолитов, характеризующихся повышенным содержанием сульфидов железа, подчеркивается, что в них постоянно обнаруживаются примеси меди, цинка, свинца, золота, серебра, мышьяка. Из осадочных пород, широко известных как рудоносные образования, привлекают внимание халцедонолиты (роговики), доломиты и битуминозные породы.

Подробное обобщение известных сведений о причинах и формах концентраций различных металлов среди осадочных пород выполнено К. Краускопфом (1958). Среди многих причин он считает главными следующие: содержание углеродистых осадков; геохимические особенности металлов; способности осадков к сорбции; геологическую среду.

Н. М. Страхов отмечает, что «большинство микроэлементов не имеет тенденции сколько-нибудь заметно накапливаться в морской воде и, стало быть, даже при наличии резко недосыщенных их растворов каким-то специфическим образом извлекаются из воды».

Он отмечает три пути концентрации малых элементов в осадок: биогенное извлечение; сорбционное поглощение микроэлементов; соосаждение карбонатами.

Концентрация металлов путем биогенного извлечения из водного раствора привлекала внимание многих исследователей: Я. В. Самойлов (1926), А. П. Виноградов (1935), А. Ф. Казаков (1937), Л. В. Пустовалов (1940), У. Стайлс (Stiles, 1946), У. Блэк и Р. Митчелл (Black, Mitchell, 1952), Г. Уортинг и К. Велентин (Worthing, Valentine, 1952) и др.

Живые организмы, приспособленные к водной среде с повышенным содержанием тех или других металлов, концентрируют их в себе и тем самым способствуют скоплению руд в осадках после своей гибели и захоронения. Наиболее эффективно это выражено в концентрации ванадия в крови голотурии — до 10%. «Если бы не было ванадия — не было бы некоторых групп животных»,— писал Я. В. Самойлов и считал, что содержание ванадия в крови некоторых организмов является жизненно необходимым. Биологическое значение малых содержаний различных металлов в организмах животных рассматривается в работах А. П. Виноградова.

Иглы радиолярии аканерии, числом от 18 до 32, состоят из сернокислого стронция (Spooner, 1949). Повышенное содержание железа, меди, бария установлено у ряда простейших организмов. Прямых указаний об образовании месторождений только при помощи организмов нет.

Более широкое значение органических скоплений для концентраций руд рассматривается в связи с создаваемой ими восстановительной обстановкой, благоприятной для осаждения металлов из растворов. Это очевидно из обычно наблюдаемой ассоциации минералов

сульфидных руд среди пород, обогащенных органическим веществом. Привлекает внимание, что в рудовмещающих породах многих метаморфогенных месторождений среди кристаллических сланцев содержится графит. Геохимические исследования С. Н. Иванова привели к открытию в колчеданных рудах Урала содержания малых количеств битума.

Самородная медь из сернокислых растворов выпадает вокруг гнию-щих корней растений в приповерхностных условиях и в торфяниках (Lovering, 1928). В слоях угля содержится германий, концентрация которого обусловлена восстановительной ролью органических скоплений, являющихся одновременно его сорбентом.

Обогащение органических скоплений содержанием металлов распространено широко (Harwey, 1945; Бергер, 1950; Шмулевич, 1958, 1961, и др.).

Содержание металлов в углеродистых осадках изучалось В. Гольдшмидтом и К. Питерсом (Goldschmidt, Peters, 1932), Ф. Гибсоном и В. Селсигом (Gibson, Selsig, 1944), К. М. Кащенковым (1952) и многими другими исследователями.

Обобщение известных материалов по этому вопросу К. Краускопфом (1958) привело его к следующим выводам: 1) все типы углеродистых осадков показывают отчетливое обогащение серебром, мышьяком, молибденом, никелем и, вероятно, золотом; 2) углеродистый материал черных сланцев более сходен с нефтями и асфальтами, чем с углем; 3) уголь в основном характеризуется высоким содержанием германия, возможно, также висмута, сурьмы и кадмия, тогда как для нефти и черных сланцев характерна высокая концентрация ванадия и, возможно, свинца, хрома и цинка; 4) большинство элементов, обогащенных в фосфатных породах, обязано скорее содержащемуся в них органическому веществу, чем самим фосфатам. Лишь стронций и, вероятно, часть свинца, мышьяка и редких земель, а также, возможно, бериллий и ниобий связаны с фосфатом.

Концентрацию халькопирита, галенита и сфалерита в фосфатах Подолии (Украина) нередко более 10%, Ф. М. Малиновский (1955) рассматривает «...в общем ходе процесса формирования фосфоритовых концентраций, предположив, что первоначально в иловом осадке совместно с фосфором и рядом других элементов в какой-то форме находились свинец, цинк и медь». Он считает, что сульфиды, кварц, кальцит и другие минералы выполняли уже сформировавшиеся полости в фосфоритовых конкрециях.

Наиболее важное значение для концентрации металлов среди осадков непосредственно из водного раствора играют процессы их сорбции разнообразными минеральными скоплениями, а также органическими веществами. Этот физико-химический процесс приобретает особенно важную роль для формирования месторождений многих тяжелых металлов. Роль процессов сорбции тяжелых металлов в условиях осадконакопления детально изучалась Е. В. Рожковой и О. В. Щербак (1956). Результаты этих исследований привели к выводам о дифференциальной концентрации металлов различными типами сорбентов. Среди пород, обладающих повышенной сорбционной способностью, Е. В. Рожкова и О. В. Щербак отмечают некоторые типы бурых углей, глины, доломиты. Эффективность концентраций различных металлов резко отлична в зависимости от сорбента. Глинистые продукты являются хорошим сорбентом (монтмориллонит) урана, цинка. Для свинца наиболее благоприятными сорбентами являются доломиты и скопления органических веществ. В этих условиях концентрации свинца и других тяжелых металлов доходят до 5—7%.

О. В. Щербак (1957) в лабораторных условиях показал возможность непрерывного накопления свинца различными сорбентами при сероводородном заражении среды. Сорбция металла сопровождается образованием кристаллического галенита, что способствует концентрации свинца до 20%. Следует отметить, что при этих опытах применялись весьма разбавленные растворы.

Л. В. Пустовалов (1940), рассматривая особенности среды при формировании пермских медистых песчаников на территории Татарской АССР, приходит к таким выводам:

«Положение медистых пород между поясом углистых и битуминозных осадков вполне соответствует тому, что медистые соединения... требуют для своей фиксации в осадках не только повышения величины pH (по сравнению с pH речных вод), но и главным образом низкого потенциала окисления. Поэтому естественно, что обобщение осадка медью наблюдается в верхнепермском бассейне на стыке углисто-сажистых и битуминозных пород, где потенциал окисления был достаточно низок, и, следовательно, благоприятен для перевода солей меди в нерастворимые соединения».

На примере концентрации меди среди битуминозных медистых песчаников перми, Л. В. Пустовалов иллюстрирует весьма интересный и важный практический вывод. «Если бы нам было дано задание отыскать среди верхнепермских отложений область распространения меденосных пород, то, основываясь на характере Елабугского обнажения и зная, что материал транспортировался и дифференцировался с востока на запад, мы должны были уверенно направить свое внимание именно на запад от г. Елабуги, так как только здесь можно встретить наиболее значительные скопления медных соединений; то же самое можно сказать и о битуминозных породах».

Наиболее благоприятными фациями для образования медистых руд являются прибрежные отложения кластических материалов, а также эпиконтинентальные или лагунные глинистые отложения с повышенным содержанием органических веществ.

М. Н. Альтгаузен (1956), рассматривая условия возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя, выделяет четыре благоприятных геологических фактора: 1) обилие углекислоты в водах докембрия, обусловленное отсутствием или малым развитием биологических процессов, что способствовало концентрации редких металлов и фосфора в этих водах; 2) формирование в предшествующий период коры выветривания, что способствовало освобождению из горных пород редких металлов и переводу их в легко растворимое состояние; 3) потепление климата и развитие растительной жизни в кембрии, приведшие к снижению концентрации углекислоты в атмосфере и гидросфере, что, в свою очередь, снизило растворимость фосфора и редких металлов; 4) возникновение мелководных эпиконтинентальных бассейнов, что благоприятствовало концентрированному накоплению редких металлов и фосфата.

М. Н. Альтгаузен считает, что закономерное сочетание благоприятных причин, в том числе вулканической деятельности, способствующей привносу в морские бассейны металлов, вызывает периодическое чередование металлогенических эпох осадочного рудообразования.

Ритмичность чередования осадконакоплений, обогащенных металлами, в разрезе каждой рудоносной свиты, на конкретных материалах изучалась Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн. Такое детальное изучение дало возможность установить тесную связь концентрации металлов с фациальными зонами осадконакопления.

На примере периодичности минерального осадконакопления в пермское время в Европейской части СССР Л. В. Пустовалов показывает место и время, а также интенсивность концентрации железа, марганца и меди. Такое построение приобретает важное значение как основа металлогении осадочных руд. Знание периодичности осадкообразования в виде малых периодов способствует пониманию причин, благоприятных для концентрации рудного вещества только в отдельных типах отложений.

Закон периодичности осадкообразования Л. В. Пустоваловым (1940) формулируется в следующем виде: «Определенные геологические моменты характеризуются преимущественным накоплением определенных типов осадков, причем наиболее интенсивные образования этих типов осадков периодически повторяются на протяжении геологической истории Земли. Последовательность образования доминирующих типов осадков соответствует схеме осадочной дифференциации вещества и повторяется вновь после каждой мировой геологической революции, составляя большие периоды осадконакопления; на фоне больших периодов могут иметь место малые периоды осадконакопления, имеющие местное значение и связанные с местными проявлениями тектонических сил».

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Современные знания об источниках состава руд экзогенных месторождений дают возможность сделать некоторые выводы, представляющие интерес при изучении вопросов рудообразования.

1. Рассмотрение процессов минералообразования в экзогенных условиях в свете естественно-геологического развития земной коры показывает правильность сформулированных Л. В. Пустоваловым закономерностей осадочной дифференциации и их роли в процессах формирования осадочных пород и их рудоносных разностей.

2. Экзогенные породы и содержащиеся в них парагенетически связанные рудные минералы формируются в тесной связи и в едином геологическом плане, подчиняясь общим для них закономерностям дифференциации и концентрации минеральных веществ в поверхностной геологической среде.

3. Закономерности периодичности осадконакопления в условиях направленного развития осадочной дифференциации отражают специфические фациальные, климатические и другие особенности геологической среды, являющиеся наиболее благоприятными для формирования в этих условиях определенных типов парагенетических комплексов рудной и нерудной осадочной минерализации.

4. Дальнейшее широкое и детальное изучение закономерностей осадочной дифференциации минерального вещества и периодичности осадочного минералообразования может вскрыть новые, еще не известные процессы, знание которых будет способствовать лучшему пониманию условий формирования более многообразных и крупных по запасам экзогенных рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., 1946.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1956.
Богданович К. И. Рудные месторождения. СПб., 1912.
Вернадский В. И. Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.
Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря.— Труды Биохим. лабор., 1935, № 3.
Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.
Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР.— изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
Гинзбург И. И. и Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змеевиковом массиве на Северном Кавказе. В кн.: «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
Глазковский А. А. Никель. Оценка месторождений при поисках и разведке, вып. 4. Госгеолиздат, 1949.
Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Перевод с англ. ОНТИ, 1936.
Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. Госгеолтехиздат, 1956.
Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
Егорова Е. Н. О никеленосности оливина. Записки мин. об-ва, 2 серия, 1938, **67**, вып. 1.
Захаров Е. Е., Зиф Е. Ф., Ульянов Д. Г. Халиловское месторождение никелевых руд. Средневолж. краевое изд-во, 1932.
Казаков А. Ф. Фации фосфоритов и генезис фосфоритов. Научно-исслед. ин-т удобрений и инсекто-фунгисидов, 1937, № 142.
Кащенков К. М. О некоторых общих закономерностях накопления минеральных элементов в нефтях и каменном угле.— Докл. АН СССР, 1952, **86**.
Кэнт Л. Геология Бельгийского Конго. Изд-во иностр. лит., 1958.
Константинов М. М. и Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Избр. труды, т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. Избр. труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1952.
Линдгрен В. Минеральные месторождения. Перевод с англ., ОНТИ, вып. 1—3, 1933.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие.— Труды ЦНИГРИ. Л., 1936, вып. 36.
Лукашев К. И. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Изд-во Белорусск. ун-та, 1956.
Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. М., ОНТИ, 1936.
Малиновский Ф. М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии.— Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1955, ч. 84, вып. 1.
Малышев И. И. Об условиях образования экзогенных месторождений титана.— Труды Объед. Кустанайской научной сессии, геол. секция, 1958, **2**.
Марков К. К. Палеогеография. Географгиз, 1951.
Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Госгортехиздат, 1960.
Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Госгортехиздат, 1960.
Опарин А. И. Возникновение жизни на Земле. Изд-во АН СССР, 1957.
Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
Рабинович Е. Фотосинтез. Изд-во иностр. лит., 1951.
Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов.— Разведка и охрана недр, 1955, № 4.
Рожкова Е. В. и Щербак О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.
Розенбуш Г. Описательная петрография. Госгеонефтеиздат, 1934.
Саакян П. С. Вопросы рудообразования на примерах месторождений Кавказа.— Сов. геология, 1953, № 1.

Саакян П. С., Саакян В. М. Рудоносная туфо-осадочная формация Лорийского бассейна. Междунар. конгресс по седиментологии. Доклады советских геологов. Геолтехиздат, 1960.
Самойлов Я. В. Биолиты Сб. статей, 1926.
Сердюченко Д. П. Минералы коры выветривания на змеевиках реки Малки. В кн.: «Кора выветривания», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.— Л., ОНТИ, 1951.
Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолиздат, 1952.
Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перевод с англ. М.— Л., ОНТИ, 1936.
Трофимов В. С. Ресурсы алмазов в зарубежных странах, вып. 7. Госгеолиздат, 1947.
Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV, Госгортехиздат, 1960.
Херасков Н. П., Потемкин К. В. и Спицын А. Н. Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Госгортехиздат, 1960.
Шило Н. А. Некоторые принципы классификации россыпных проявлений.— Труды ВНИИ-1, 1958, вып. 36.
Шмулевич А. Д. Свинцово-цинковая минерализация в меловых отложениях юга Узбекистана.— Узбек. геол. журнал, 1958, № 6.
Шмулевич А. Д. О псевдоморфозах сульфидов осадочного происхождения.— Узбек. геол. журнал, 1961, № 2.
Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Перевод с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
Щербак О. В. К вопросу о путях образования и накопления сульфидов в природных условиях.— Изв. АН СССР, серия геохим., 1957, № 8.
Arrhenius S. Ann. Naturphilos., 1910, **9**, № 70.
Berger W. The geochemical role of organism.— Mineral. und Petrogr. Mitt., 1950, 2.
Black W. A. P., Mitchell R. L. Trace elements in the common brown algae and in sea water.— J. Marine Biol. Assoc., 1952, **30**.
Davidson C. F. The gold-uranium ores of the Witwatersrand.— Mineral. Mag., 1953, **87**, № 2.
Gibson F. H., Selsig W. A. Rare and uncommon elements in coals — Bur. Mines Tech. Paper 669, 1944. **23**.
Goldschmidt V. M., Peters C. Zur Geochemie des Berylliums.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 1932.
Goldschmidt V. Fortschr. Mineral., Krist., Petrogr., 1933, **17**, № 112.
Groth W. u. Suess H. Naturwissenschaften, 1938, **26**, № 77.
Harvey H. W. Recent advances in the chemistry and biology of sea water. Cambridge Univ. Press, 1945.
Kant J. Sämmtl. Schriften. Preuss. Akad. Wiss., I, 1902.
Lowell P. Mars and its canals. N.-Y. 1907.
Liebenberg W. R. The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand system, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef.— Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 1955, **58**.
Lovering T. S. Organic precipitation of metallic copper.— U. S. Geol. Sur. Bull. 795—0, 1928.
Miholic Stanko. Genesis of the Witwatersrand gold-uranium deposits.— Econ. Geol., 1954, **49**, № 5.
Ramdohr P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrands in Südafrika und ihre genetische Bedeutung.— Abhandl. Deutsch. Akad. Wiss., Berlin, 1954, N 5.
Scharp. Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1950.
Spooner G. M. Observations on the absorption of radioactive strontium and yttrium by marine aglae.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1949, **28**.
Stiles W. Trance elements in plants and animals. Cambridge Univ. Press, 1946.
Worthing H. W., Valentine K. Ash of plankton from Vineyard Sound, Massachusetts.— U. S. Geol. Surv. Rept. № TWS 1010.

В. И. Данчев

О СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Проблема формирования урановых месторождений различных генетических типов в течение последних двух десятилетий активно обсуждается на страницах отечественных и зарубежных периодических изданий, в специальных сборниках и в крупных монографиях (Геология атомного сырья, 1959; Константинов, Куликова, 1960; Материалы междунар. конф. по мирн. использ. атомной энергии, 1958; Суражский, 1960; Хейнрих, 1962; Якжин, 1961; Междунар. геол. конгр. в Копенгагене, 1960 и др.). Острота и актуальность этой проблемы подчеркивается также тем, что ей отводится ведущая роль на международных конференциях по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1955, 1958 гг.). В 1960 г. этой же проблеме была посвящена XXI сессия Международного геологического конгресса в Копенгагене (1960).

Повышенный интерес к вопросам генезиса урановых месторождений обусловлен в первую очередь стремлением к возможно полному и скорейшему выявлению сырьевых ресурсов урана в различных странах мира.

В результате энергичных поисковых и разведочных работ в последнее время существенно меняется оценка запасов и соотношение промышленного извлечения урана из месторождений различных генетических типов. При этом все большее и большее значение приобретают экзогенные месторождения, на которые приходится около 90% всех запасов уранового сырья капиталистических стран (Геология атомного сырья, 1959; Зонтов, 1959). Естественно, что изучение условий образования месторождений такого типа представляет большой интерес как для разработки и уточнения поисковых критериев, так и с точки зрения установления закономерностей в их пространственном размещении.

Современная геология уранового сырья установила целый ряд закономерностей, выявленных при изучении рудных районов и отдельных месторождений.

Известно, например, что осадочные месторождения урана пространственно связаны с определенными крупными структурно-тектоническими элементами земной коры. Они располагаются на древних щитах, тяготеют к краевым участкам платформ, широко распространены в пределах межгорных впадин.

Некоторые авторы (Константинов, Куликова, 1960) пытаются выделять определенные периоды или эпохи уранового рудообразования в истории Земли. Установлено также, что в конкретных условиях, в пределах того или иного региона, промышленные концентрации урана могут быть связаны с различными типами осадочных пород — класто-

генными, хемогенными и биогенными, а также и с их смешанными разностями (Геология атомного сырья, 1959; Данчев, 1961; Керр, 1956; Матер. межд. конф. по мирн. исп. атомн. энергии, 1958).

Механизм миграции и концентрации урана в осадочных породах может быть различным. Существенное место в нем отводится процессам сорбции урана. Вместе с тем считается возможным и химическое осаждение его соединений из иловых вод в стадию диагенеза осадка, а также в условиях гипергенеза при разрушении осадочных месторождений в процессе формирования зон окисления и цементации.

Образование урановых минералов (урановых черней и смолки) может происходить в зоне геохимического контраста при формировании гидрогенных месторождений и залежей инфильтрационного типа (Германов, 1960; Перельман, 1961; Granger и др. 1961). Существенное перераспределение концентраций урана возможно в условиях регионального метаморфизма, определяющего образование осадочно-метаморфогенных рудных залежей (Гецева, 1957; Карпенко, 1957; Пустовалов, 1961; Сауков, 1961; Derry, 1960).

В настоящее время выявлены и с достаточной полнотой изучены основные ураноносители или, как их принято именовать, главнейшие концентраторы урана в осадочных породах. Среди них ведущее место принадлежит органическому веществу и продуктам его преобразования. Немаловажную роль как концентратор урана играет фосфатное вещество, минералы глин, различные минеральные коллоиды — окислы алюминия, железа, марганца, кремния и др. (Рожкова, 1958, 1959).

Большая подвижность урановых соединений, которая в значительной степени определяет разнообразие его месторождений, заставляет уделять серьезное внимание выяснению геохимических показателей среды, благоприятной для миграции и концентрации урана. Эта задача решается путем изучения парагенетических ассоциаций урановых и сопутствующих им минералов в различных типах месторождений и путем моделирования природных процессов в лабораторных условиях.

Семейство урановых и урансодержащих минералов непрерывно пополняется, и в настоящее время насчитывает около двухсот минеральных видов. Однако первичные осадочные руды урана состоят обычно из нескольких, наиболее распространенных минеральных разностей, среди которых преобладают кислородные соединения урана — урановые черни и смолка. В последние годы установлено, что в ряде месторождений главным минералом руд является коффинит — водный силикат урана. Нередко в первичных рудах осадочных месторождений уран присутствует либо в форме еще очень мало изученных ураноорганических соединений, либо в состоянии изоморфной примеси в фосфатах и в других минеральных комплексах, в составе акцессорных минералов россыпей и т. д.

Первичные урановые минералы осадочных месторождений находятся часто в состоянии крайне тонкой дисперсии, что весьма затрудняет их изучение.

Значительно более разнообразен по составу и формам выделения комплекс минералов зоны окисления. Здесь пользуются широким распространением сульфаты, ванадаты, карбонаты, фосфаты и другие вторичные минералы урана, не имеющие часто существенного практического значения, но благодаря яркой окраске облегчающие поисковые работы (Гецева, 1956; Мелков и др., 1957; Суражский, 1960).

Конкретные задачи поисков новых осадочных месторождений, а в пределах месторождений — новых рудных тел требуют еще бóльшего

проникновения в детали процесса формирования рудных концентраций. При этом находят широкое применение методы литологических, минералого-геохимических и гидрогеологических исследований. Комплексный подход к изучению осадочных месторождений урана необходим в связи с тем, что формирование урановых концентраций может происходить на различных стадиях образования вмещающих пород начиная со стадии накопления осадка — седиментогенеза, в процессе преобразования осадка в осадочную горную породу — в диагенезе, а также и на всем протяжении существования осадочной породы. Эту важную сторону осадочного уранового рудообразования — многостадийность рудообразующего процесса — мы стремились подчеркнуть при обсуждении вопроса о принципах генетической классификации экзогенных месторождений урана (Данчев, 1961) и при обосновании нового варианта классификационной схемы (рис. 1).

Естественно, что при наличии ясных генетических связей между урановым оруденением и вмещающими осадочными породами на первое место в качестве поисковых признаков выступают характерные черты пород, причем закономерности их пространственного размещения, устанавливаемые с помощью фациально-палеогеографического, литолого-фациального и геохимического картирования, используются для прогнозирования перспективных ураноносных районов и месторождений.

Этими приемами выявления поисковых признаков и методов прогнозирования исчерпывалось бы дело в том случае, если бы урановые концентрации не претерпевали каких-либо существенных преобразований в последующие стадии существования осадочных пород.

Высокая миграционная способность соединений урана приводит к тому, что его рудные концентрации могут возникать как на начальных стадиях образования вмещающих пород, так и позднее. В связи с этим, при классификации экзогенных месторождений урана, помимо собственно осадочных, возникла необходимость выделения группы гидрогенных, по А. Е. Ферсману (1934), наложенных, эпигенетических месторождений, играющих в настоящее время существенную роль в общем балансе запасов. Разумеется, что при изучении и прогнозировании месторождений такого типа на первое место выступают геохимические и гидрогеологические методы исследования, хотя и литологические особенности пород продолжают играть существенную роль, так как они являются тем фоном, отнюдь не безразличным, а активным, на котором развиваются эпигенетические процессы под влиянием геохимического воздействия пластовых вод (Германов, 1960; Данчев, 1958; Перельман, 1961; Щербина, 1957; Granger, 1961).

Важнейшим методом изучения стадийности в формировании осадочных месторождений является выяснение характера распределения в породах рудного вещества, с одной стороны, и его соотношений с основными компонентами пород — с другой.

При работе с дисперсным рудным материалом, не поддающимся точному определению часто даже и под микроскопом, особенно в случае наличия сложных урано-органических соединений, прекрасные результаты дает применение радиографического метода, позволяющего изучить размещение урановых минералов в породе. Способ получения радиографий, описанный в специальных руководствах (Гецева, 1956; Мелков, 1957; Якжин, 1961), не представляет трудностей и может быть осуществлен в самой примитивной лабораторной обстановке, даже в полевых условиях.

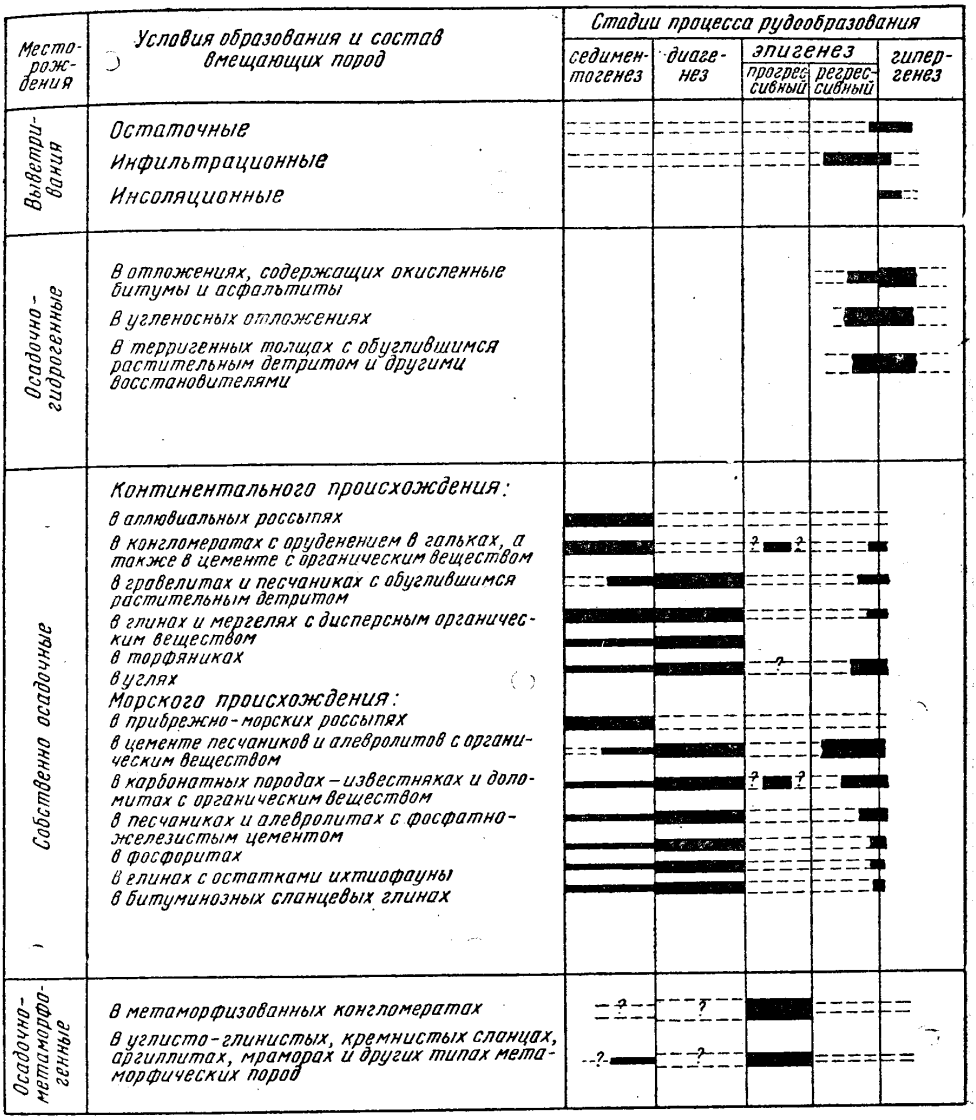


Рис. 1. Классификация экзогенных месторождений урана

Пришлифованный образец или открытый шлиф кладется в темном помещении на фотопластинку, которая экспонируется под воздействием альфа-частиц, выделяющихся вследствие радиоактивного распада урансодержащих минералов.

После проявления пластинки могут быть сделаны контактные отпечатки (радиография) либо репродукции с увеличением (микрорадиография) шлифа или аншлифа. Во втором случае фотографирование нужного участка шлифа и соответствующего ему радиографического отпечатка проводится при одинаковом увеличении, чем достигается их четкое сопоставление (рис. 2, *1* и *2*). В данном конкретном случае (рис. 2) при сопоставлении микрофотографии (*1*) и микрорадиографии (*2*) можно сделать заключение о том, что на общем слабообогащенном фоне оолитового известняка с основной массой скрытокристаллической струк-

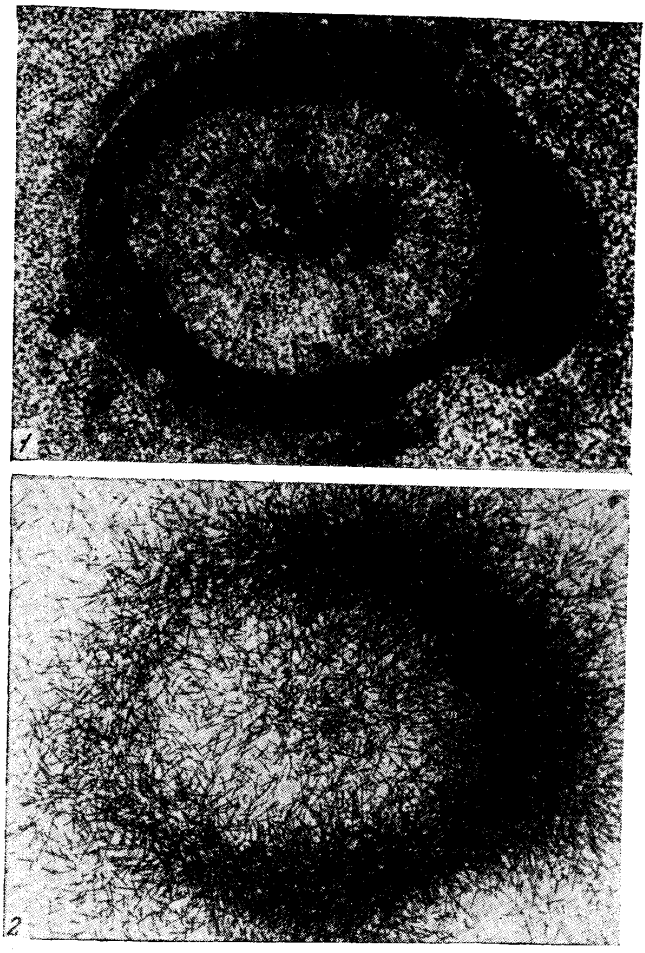


Рис. 2. Микрофотография (*1*) и микрорадиография (*2*) оолитового известняка с основной массой скрытокристаллической структуры. Увел. 150

туры имеет место преимущественное скопление урановых минералов по концентрам оолита. Разреженность или густота треков — следов от пробега альфа-частиц является показателем меньшего или большего скопления урановых минералов в отдельных частях оолита.

Радиографии, представленные на рис. 3 в натуральную величину, выявляют текстурные особенности пород, а микрорадиографии, воспроизведенные при значительных увеличениях от 70 до 150 раз (рис. 4 и 5), позволяют судить о более тонких соотношениях урановых минералов с составными частями вмещающих пород.

На рис. 3 показаны важнейшие типы текстур, отражающие процесс рудообразования на разных стадиях литогенеза карбонатных вмещающих пород нижнетретичного возраста. Слоистые текстуры, свойственные главным образом глинистым пелитоморфным известнякам и доломитам, ярче всего отражают самую раннюю стадию литогенеза — седиментогенез. Для него характерно более или менее равномерное размещение урановых концентраций. Однородный состав породы, первично рассеянное в ней органическое вещество, тонкая слоистость,

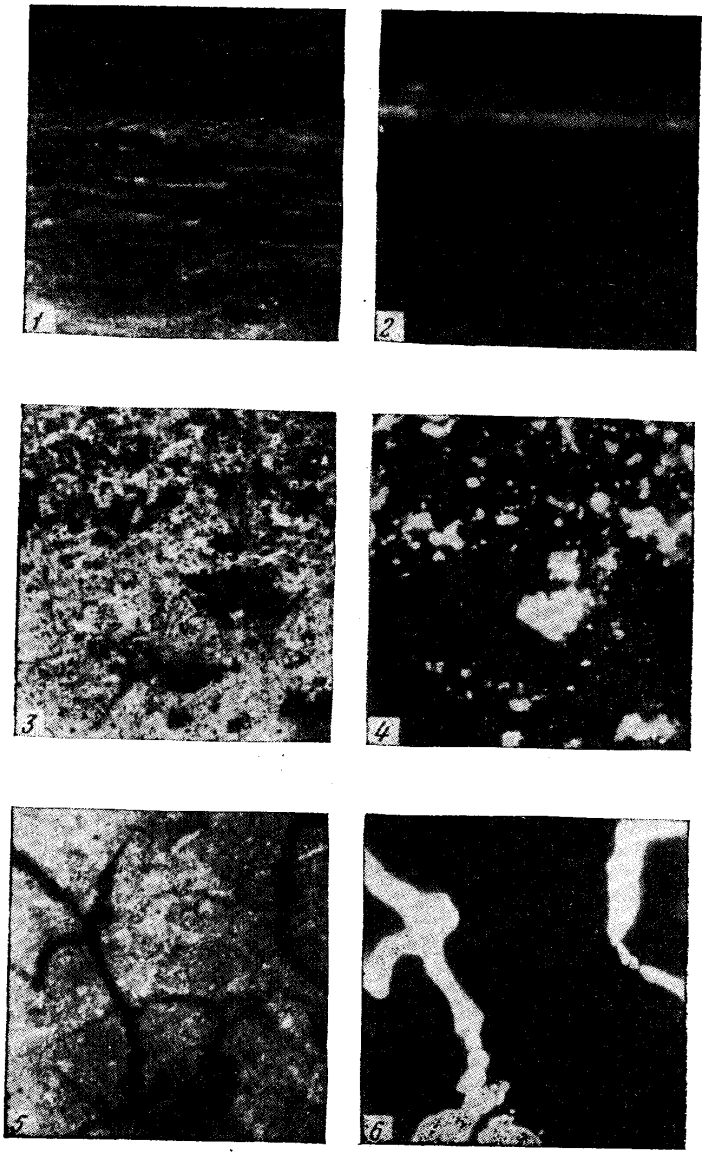


Рис. 3. Текстуры руд урановосных карбонатных пород

1—2 слоистая текстура; *3—4* — сгустковая текстура; *5—6* — трещинная или прожилковая текстура (*3—5* — фотографии; *2—4—6* — радиографии в натуральную величину)

затрудняющая даже локальные процессы перераспределения минеральных и органических соединений внутри пласта, обусловили тот характер размещения рудных компонентов, который достаточно хорошо иллюстрируется микрорадиографиями, выполненными при больших увеличениях (150 раз; рис. 4, *1*).

Еще более отчетливо с помощью радиографий выявляется последующее перераспределение минералов урана с образованием неравномерной сгустковой или прожилковой текстур. Первая из них в основном формируется, вероятно, в период диагенеза, для которого

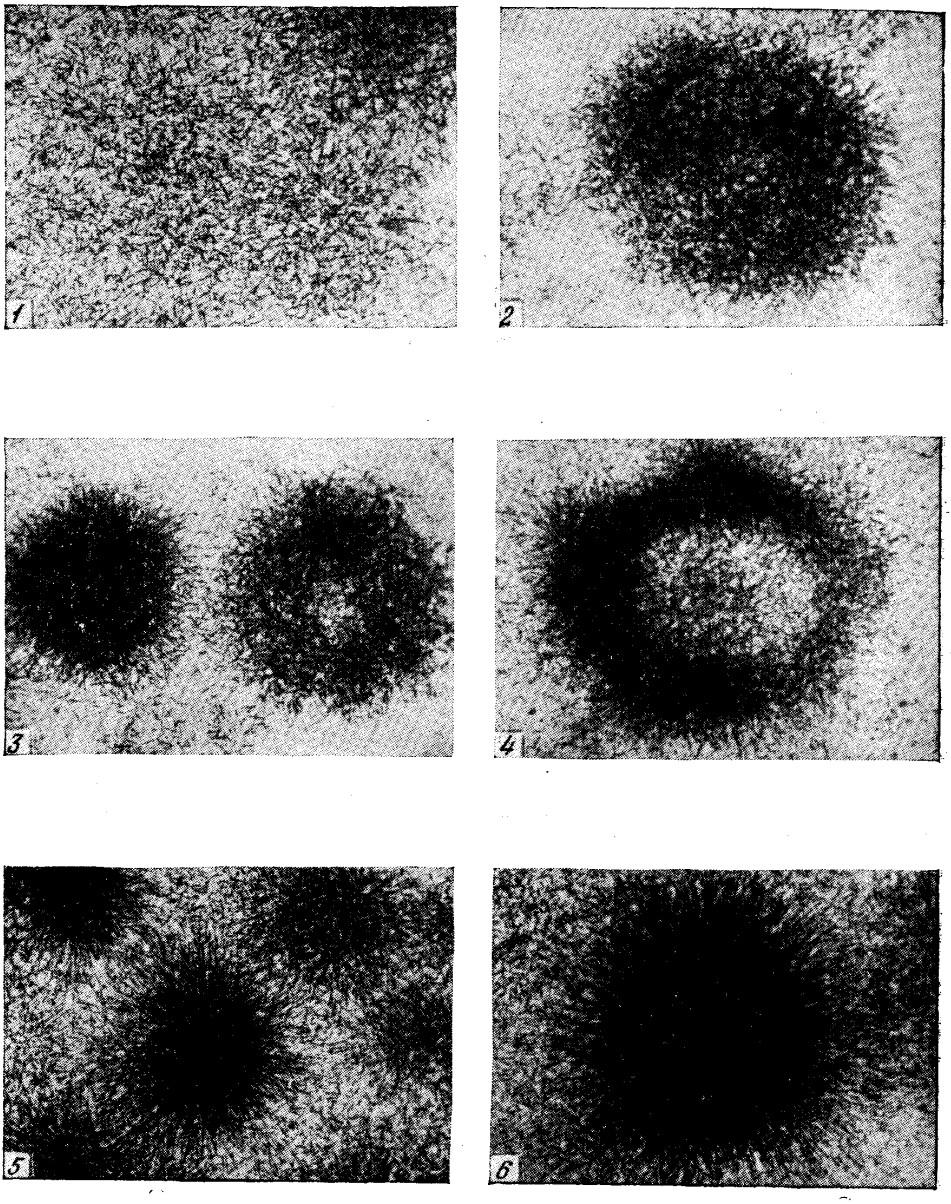


Рис. 4. Микрорадиографии урансодержащих карбонатных пород. Равномерные и сгустковые формы уранового оруденения. Седиментационно-диагенетическая стадия рудообразования. Увел. 150

характерны собирательная перекристаллизация с участием иловых вод (рис. 3, *3*, *4* и рис. 4); вторая — не может образоваться каким-либо иным путем, кроме миграции растворов по трещинам в уже уплотненной породе (рис. 3, *5*, *6* и рис. 5).

Сгустковые текстуры особенно характерны для органогенно-оолитовых известняков. Мелкие конкреции и сгустки рудного вещества располагаются в породе незакономерно, тяготея к участкам скопления органического вещества, глинистых минералов и стяжениям

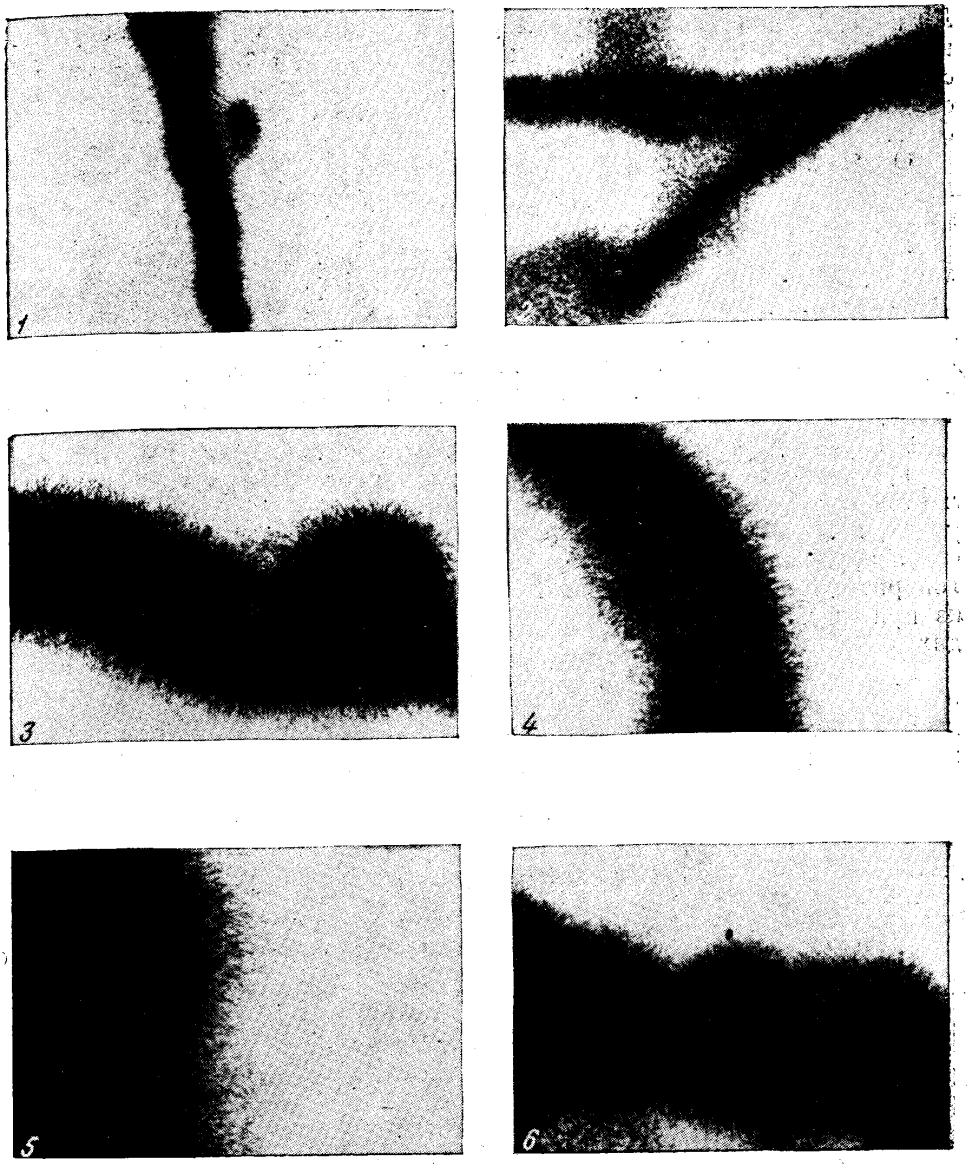


Рис. 5. Микрорадиографии урансодержащих карбонатных пород. Прожилковые формы уранового оруденения. Эпигенетическая стадия рудообразования. Увел. 150

сульфидов железа (марказита). Часто они выполняют также внутренние полости мелких раковин. На микрорадиографиях (рис. 4) такие образования фиксируются тонкими треками альфа-частиц, обрисовывающими контуры отдельных сгустков. Характерно то, что вмещающая порода также содержит урановые минералы, но в рассеянном состоянии. Последнее говорит о зараженности всего пласта.

Прожилковые или трещинные текстуры (рис. 3, *5*, *6*) в рудосодержащих карбонатных породах пользуются достаточно широким распространением. Образующиеся в уже уплотненной породе трещинки являются путями для поздней миграции соединений урана; они пронизыва-

ют породы, содержащие равномерное, слоистое и сгустковое оруденение и захватывают также смежные безрудные участки пласта. В последнем случае трещинные текстуры проявляются наиболее четко, поскольку рудные выделения располагаются на совершенно неактивном фоне.

Особенно отчетливо такие формы выделения урановых минералов по тонким трещинам в безрудном известняке фиксируются с помощью микрорадиографий (рис. 5).

Приведенные примеры, как нам кажется, достаточно убедительно подтверждают представление о проявлении стадийности в формировании осадочных месторождений урана. Все они относятся к месторождениям карбонатного типа, а надо сказать, что карбонатные породы являются идеальным примером такой рудовмещающей среды, которая хорошо сохраняет признаки всех стадий (Данчев, 1959; Данчев и др., 1959).

В случае других пород детальное изучение показывает, что в сильно проницаемых средах типа песчаников часто почти не остается реликтов первично-рассеянного состояния оруденения. В глинистых породах, наоборот, прекрасно сохраняется слоистая или рассеянная текстура оруденения, прожилковые играют резко подчиненную роль. Это говорит о том, что процессы миграции затруднены, что и служит одной из причин частой нерентабельности месторождений в глинистых породах, содержащих оруденение на большой площади, но слишком убогое.

Рудообразующая роль различных стадий в различных типах пород еще не совсем выявлена и требует своей детализации, но уже сейчас ясно, что такое изучение является необходимым элементом научного подхода к поискам новых месторождений урана в осадочных породах.

ЛИТЕРАТУРА

Геология атомного сырья. Избр. труды иностранных ученых. Женева, 1958, т. 8. Атомиздат, 1959.

Германов А. И. Основные черты гидрогеохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.

Гецева Р. В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. В кн.: «Вопросы геологии урана». Атомиздат, 1957.

Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956.

Данчев В. И. Значение количественного определения цвета пород при изучении осадочных месторождений руд.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.

Данчев В. И., Ольха В. В. О некоторых вопросах генезиса уранового оруденения в связи с изучением эффективной пористости рудосодержащих карбонатных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.

Данчев В. И., Корнилов А. М. и др. Об урановом оруденении в карбонатных осадочных породах.— Геология рудных месторожд., 1959, № 6.

Данчев В. И. Основные принципы классификации экзогенных месторождений урана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.

Зонтов Н. С. Новое в геологии и экономике сырьевой базы урана капиталистических стран.— Атомная энергия, 1959, № 6.

Карпенко В. С. Явления метаморфизма урановых руд. В кн.: «Вопросы геологии урана». Атомиздат, 1957.

Керр П. Ф. Месторождения урана и тория. В кн.: «Геология атомных сырьевых минералов». М., Гос. научно-техн. изд-во лит. по геол. и охране недр, 1956.

Константинов М. М., Куликова Е. Я., Урановые провинции. Атомиздат, 1960.

Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 6. Геология урана и тория. М., Гос. научно-техн. изд-во лит. по геол. и охране недр, 1958.

Мелков В. Г. и Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Гос. научно-техн. изд-во лит. по геол. и охране недр, 1958.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. Высшая школа, 1961.

Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. В кн.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.

Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б. Возможная роль сорбции в образовании ореолов рассеяния.— Сов. геология, 1958, № 4.

Рожкова Е. В., Разумная Е. Г., Серебрякова М. Б., Щербак О. В. Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах. В кн.: «Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии». Доклады советских ученых. Атомиздат, 1959.

Сауков А. А.— Радиоактивные элементы Земли. Госатомиздат, 1961.

Суражский Д. Я.— Методы поисков и разведки месторождений урана. Атомиздат, 1960.

Ферсман А. Е.— Геохимия, т. 2, ОНТИ, 1934.

Хейнрих Э.— Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Щербина В. В. Поведение урана и тория в условиях сульфатнокарбонатной и фосфатной среды зоны гипергенеза. Геохимия, № 6, 1957.

Якжин А. А. Поиски и разведка урановых месторождений. Госгеолиздат, 1961.

Derry Duncan R.— Evidense of the origin of the Blind River uranium deposits. Econ. Geol., 1960, 55, N 5.

Granger H. C., Santos E. S., Gean B. G. and Moore T. B. Sandstone-Type Uranium Deposits at Ambrosia-Lake New Mexico — on Ynterim Report. Econ. Geol., 1961, 56, № 7.

Report of the Twenty-First session Norden. Part XV, 1960. Ynt. Geol. Congress, Kopengagen, 1960.

В. М. Попов

О ПРИРОДЕ ПЛАСТОВЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ТРЕЩИН, ОБОГАЩЕННЫХ ЗАЛЬБАНДОВ И ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУР В РУДАХ ДЖЕЗКАЗГАНА

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ ДЖЕЗКАЗГАНА И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

Как известно, в Джезказгане выделяется два основных типа разрывных нарушений: секущие крутопадающие и согласные пластового типа.

Секущие крутопадающие нарушения располагаются наклонно или вертикально к поверхности напластования пород. К ним относятся как крупные тектонические нарушения типа нормальных сбросов, надвигов, сбросо-сдвигов, радиальных разломов, так и более мелкие проявления трещинной тектоники. Эти нарушения наиболее интенсивно проявляются на участках резкого перегиба пластов и проходят по периферическим частям куполов, брахискладок, складок сундучного профиля и крыльям флексур, осложняющих Джезказганскую синклиналь.

Секущие крутопадающие трещины типа надвигов обычно имеют незначительную протяженность, редко превышающую первые сотни метров; наиболее полно они проявлены на участках интенсивной складчатости. Нарушения этого типа сопровождаются смещением пластов, в том числе и рудных, обычно небольшой амплитуды, не превышающей нескольких метров (максимум — 15 *м*).

В участках с пологим залеганием пород разрывные нарушения подобного типа встречаются редко.

По времени образования секущие крутопадающие нарушения относятся к последним этапам формирования складчатых структур.

Исходя из идеи гидротермального генезиса Джезказгана, категорию секущих крутопадающих нарушений связывают генетически с процессами усадки пород покрышки, приспосабливающейся к меняющемуся рельефу застывающего на глубине гипотетического интрузива (Сатпаев, 1935). Считают также, что нарушения этого типа являлись теми каналами, по которым поднимались вверх гипогенные растворы первой фазы оруденения до «благоприятных горизонтов» — пластов серых песчаников в разрезе продуктивной свиты.

Согласные разрывные нарушения пластового типа возникли при процессах ориентированного бокового давления, вследствие расслоения слоистой толщи пород джезказганской свиты, сложенной различными по своей механической прочности пластами серых и красных песчаников, алевролитов и аргиллитов. При пологом,

почти горизонтальном залегании пород напряжения стресса разрешались в осадочной толще трещинами отслаивания, приоткрывания, расслаивания как по контактовым швам различных по своей компетентности пластов, так и по элементам слоистости внутри однородных пластов песчаников.

Межпластовые и внутрипластовые нарушения на участках резких перегибов пластов сопровождались часто послойными подвижками, серийными надвигами с небольшой амплитудой смещения, а также явлениями смятия и дробления пород.

Касаясь вопросов возрастных взаимоотношений секущих крутопадающих нарушений и разрывных нарушений пластового типа, следует исходить из общих закономерностей их формирования.

Образование основных систем разрывных нарушений в дислоцируемых осадочных толщах, как известно, генетически тесно связано с развитием складчатых структур. На первом, начальном этапе зарождения складок в горизонтально залегающей толще образуются пологие сводовые поднятия, купола. В процессе формирования этих структур под влиянием стресса возникают внутрипластовые и межпластовые согласные трещины отслаивания, расслоения, приоткрывания, ориентированные вдоль элементов слоистости и контактовых швов различных по своей компетентности слоев. Позднее в ходе дальнейшего развития складчатых структур на участках резких перегибов пластов пластические деформации и пластовые нарушения сменяются секущими нарушениями типа сбросов, надвигов, сбросо-сдвигов и т. п. Таким образом, секущие крутопадающие нарушения связаны с более поздними этапами формирования складчатых структур — флексур, складок сундучного профиля, куполов и т. п. По отношению к согласным пластовым нарушениям секущие крутопадающие разрывные нарушения являются в общем более поздними. О явном пострудном характере этих нарушений свидетельствуют факты смещения вдоль них пластовых рудных залежей вместе с минерализованными пластовыми трещинами в смещенных блоках, а также отсутствие первичных рудных минералов в составе их минерального заполнения. Очевидная пострудность дизъюнктивных нарушений сбросового и надвигового типа ярко иллюстрируется по флексуре Кресто-шахты № 3 (рис. 1). Наряду с этим среди нарушений пластового типа можно ясно подметить их разновозрастность, хотя, по-видимому, близкую по времени.

Возраст пологопадающих пластовых нарушений Джезказгана у сторонников гидротермального его происхождения принято считать в широком диапазоне — от дорудного через внутрирудный до пострудного включительно. Однако в этом вопросе, как нам представляется, существует определенная путаница. Необходимо внести ясность и условиться, относительно чего мы будем рассматривать возраст этих нарушений.

Наши наблюдения на многочисленных месторождениях медистых песчаников в различных районах Казахстана, Киргизии, Донбасса, включая и Джезказган, позволили установить во всех наблюдавшихся случаях более поздний возраст пластовых нарушений и связанных с ними жильных наполнений относительно первичных пластовых залежей с вкрапленным оруденением. Об этом свидетельствуют наблюдавшиеся нами повсюду, почти во всех забоях главнейших рудных участков Джезказгана зеркала и плоскости скольжения с размазанными и растертыми по ним, а нередко и отполированными сульфидами — халькозином, борнитом, халькопиритом и др. На рудных минералах хорошо выражены штриховка, борoз-

ды, шрамы (табл. I, *1*, *2*). Нередко по плоскостям пологопадающих трещин рудные минералы превращены в порошковатый рыхлый агрегат.

Описанные явления настолько широко распространены, что не приходится сомневаться в пострудном характере пластовых трещин и выполняющих их минеральных образований относительно пластовых залежей вкрапленных руд.

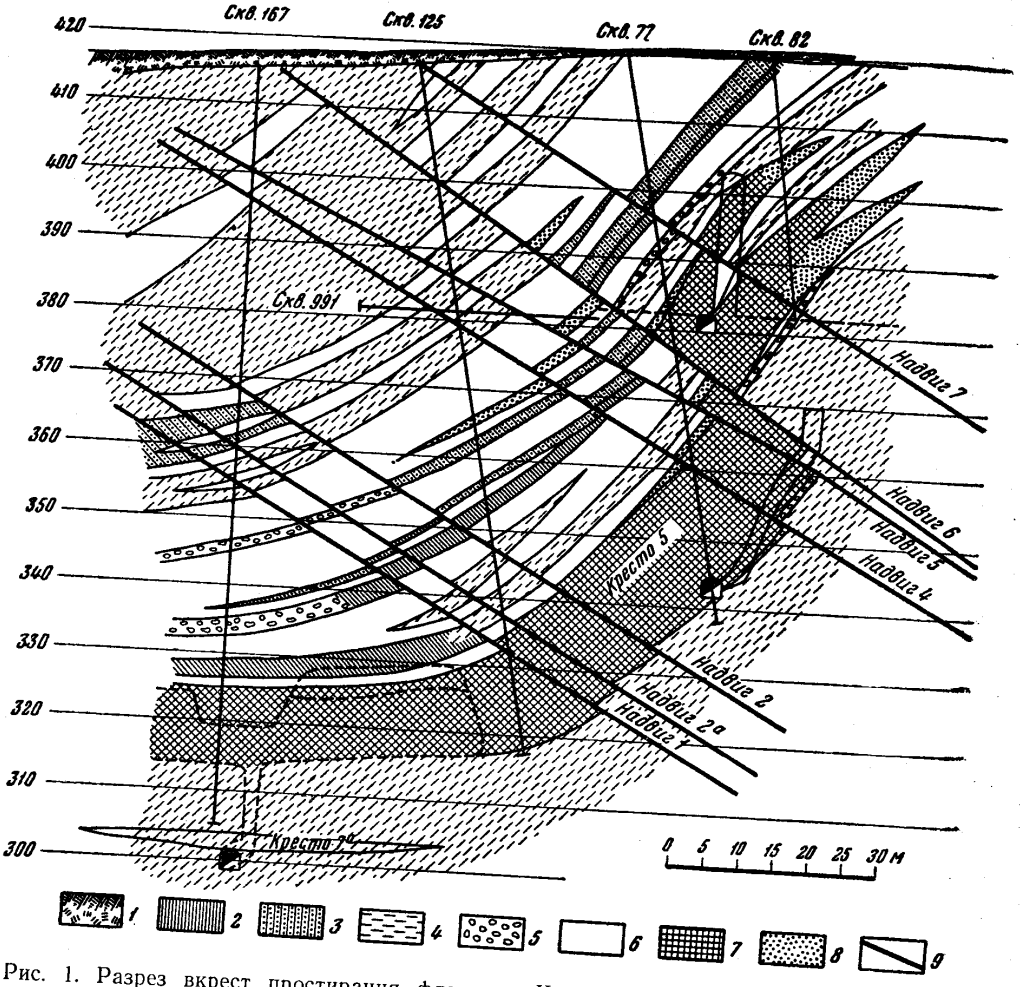


Рис. 1. Разрез вкрест простирания флексуры Кресто-шахты № 3, Джезказганского месторождения (по Р. Ф. Фатикову и Г. Е. Журавлеву)

1 — наносы; *2* — красные алевролиты и аргиллиты; *3* — зеленовато-серые песчано-глинистые породы; *4* — красный песчаник; *5* — конгломераты внутриформационные; *6* — серый безрудный песчаник; *7* — балансовая медная руда; *8* — забалансовая смешанная и окисленная медная руда; *9* — тектонические нарушения надвигового типа

Наблюдения также показывают, что пологопадающие пластовые подвижки продолжали развиваться и в более поздние этапы тектонической жизни месторождения. Зеркала скольжения, штриховка и борозды нередко наблюдаются и на жильных минералах, выполняющих пластовые трещины, и на рудных выделениях, включенных в жильную массу. В данном случае такие подвижки являются пострудными не

Таблица I

1 — плоскость скольжения с растертым и приполированным халькопиритом, несущим штриховку и шрамы. Джезказган, Покро, горизонт 230, штрек 7. ½ нат. вел; *2* — плоскость скольжения с растертым приполированным халькозином из зальбанда кальцитового прожилка пластового типа. Джезказган, Покро, горизонт 230, штрек 1С, камера 10; *3* — друза кристаллов галенита, образующих двойники прорастания и комбинации куба и октаэдра из полости в пластовой минерализованной трещине. Джезказган, залежь Покро, горизонт 230, штрек 7. ½ нат. вел.

только по отношению к первичным пластовым залежам, но и относительно более ранней рудной минерализации самих жильных выполнений пластовых трещин. Отмечаются также случаи наличия в жильных выполнениях обломков оруденелых вмещающих пород с зеркалами скольжения и наросшими на их поверхность кристаллами жильных и рудных минералов. Таким образом, вдоль пластовых трещин происхо-

дили неоднократные подвижки, сопровождавшиеся новообразованиями жильных и рудных минералов, заполнявших эти трещины и накладывавшихся друг на друга.

Важно также отметить весьма характерную особенность минерализованных пластовых нарушений, выраженную в том, что оруденение в них появляется лишь в том случае, если они находятся в пределах рудоносных пластов или поблизости от них. В удалении от пластовых рудных залежей с вкрапленным оруденением эти жилы не несут никакой рудной минерализации.

Из всего изложенного выше следует, что многократные тектонические подвижки, давшие начало пластовым трещинам и обусловившие их повторное приоткрывание и минерализацию, являются более поздними относительно пластовых рудных залежей с вкрапленным оруденением; материал, заполняющий эти трещины как жильный, так и рудный заимствован из вмещающих их пластовых залежей с первичноосадочным вкрапленным оруденением. Дорудных нарушений пластового типа ни в Джезказгане, ни в других месторождениях подобного типа, которым приписывают гидротермальный генезис, в природе не существует. Все эти нарушения являются пострудными относительно первичноосадочных пластовых залежей, хотя по отношению друг к другу они могут быть и разновозрастными.

Однако какими бы ранними ни были любые тектонические нарушения, наблюдаемые в месторождениях медистых песчаников, в том числе и в Джезказгане, они всегда будут более поздними по отношению к первичноосадочным пластовым рудным залежам.

Роль тектоники заключалась лишь в перераспределении и многократном переотложении вдоль разрывных нарушений ранее существовавшего рудного вещества в пределах контуров первичных пластовых залежей.

Вместе с тем, в Джезказгане богатое оруденение нередко проявляется на участках пластовых залежей, где вообще отсутствуют какие-либо тектонические нарушения, и, наоборот, в участках с интенсивной тектоникой, если последняя проявляется в безрудных пластах, оруденение отсутствует. Таким образом, никакой генетической связи тектоники с первичным оруденением в рудоносных пластах и горизонтах не имеется; все разрывные нарушения как крутопадающие, так и пластовые являются несомненно пострудными относительно первичного оруденения в пластовых залежах с вкрапленным оруденением.

Дизъюнктивные дислокации вместе со складчатыми деформациями представляют собой в совокупности проявления единого мощного тектонического процесса, захватившего осадочный меденосный комплекс вместе с подчиненными ему рудными пластами. Рудные пластовые залежи и рудоносные горизонты участвуют во всех складчатых и разрывных нарушениях вместе с вмещающим их осадочным комплексом, это совершенно отчетливо видно на всех геологических разрезах по месторождению (рис. 2).

Тангенциальные напряжения стресса при формировании складчатых структур разрешались на участках резких перегибов пластов крупными дислокациями типа нормальных сбросов, сбросо-сдвигов, а на участках пологого или горизонтального залегания пород — межпластовыми и внутрипластовыми нарушениями, выраженными в виде расслаивания пород, раскрытия швов по контактам разнородных по своим механическим свойствам пластов, межпластовыми подвижками и т. п.

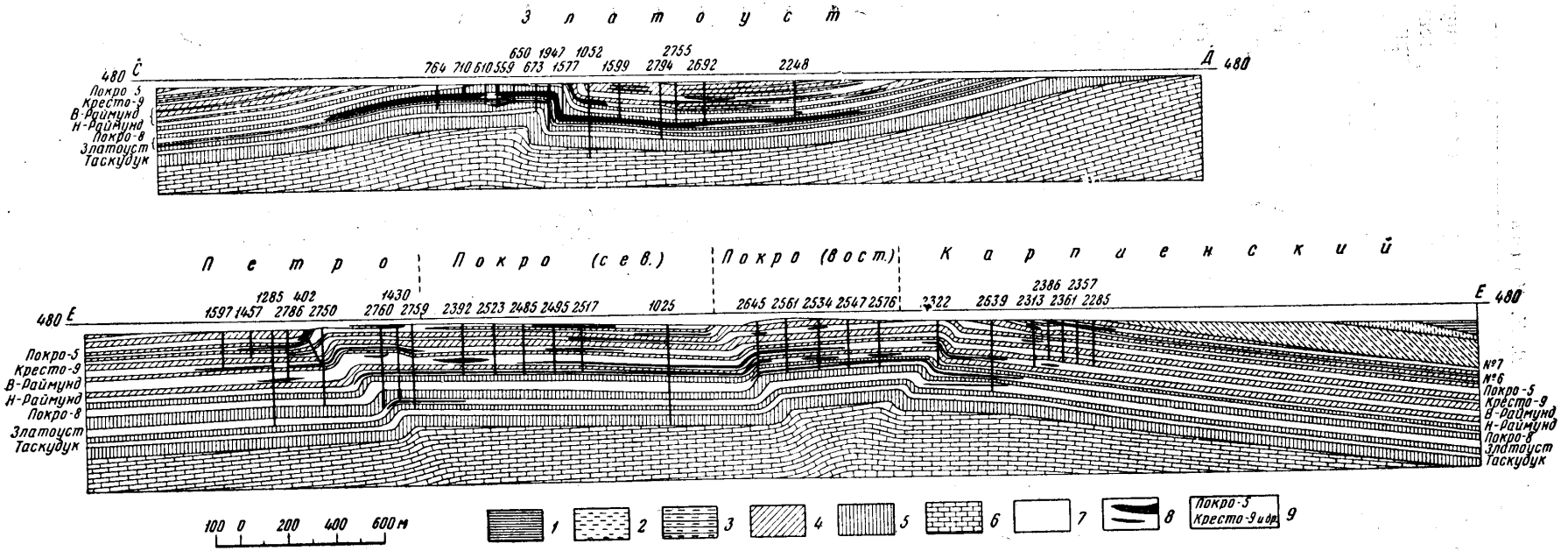


Рис. 2. Джезказганское месторождение; геологические разрезы через Центральное рудное поле (по материалам Джезказганской геол.-развед. партии)

1 — мезозойские и третичные отложения; *2* — пестроцветная пермская толща (кингирская свита P_1); *3* — красноцветная пермская толща (жиделисайская свита P_1); *4* — верхний отдел джезказганской свиты (C_3); *5* — нижний отдел джезказганской свиты (C_2); *6* — песчаники и известняки визе (C_1^V); *7* — серые кварцево-полевошпатовые песчаники рудоносные; *8* — руда; *9* — название рудоносных горизонтов

Важно особо подчеркнуть, что несмотря на относительную разновозрастность двух основных типов тектонических нарушений, равно как и многократность тектонических подвижек внутри каждого типа этих нарушений,— все они связаны с единым процессом одностороннего бокового давления, вызвавшего складкообразование меденосных толщ, и соответствуют относительно небольшому периоду времени, в течение которого происходило формирование складчатых структур. Поэтому нет никакой необходимости связывать возникновение секущих крутопадающих нарушений с усадкой покрышки пород над каким-то гипотетическим магматическим очагом, а образование разрывных нарушений пластового типа с новым циклом тектонической деятельности. Те и другие нарушения возникли в ходе единого складчатого процесса и тесно взаимосвязаны друг с другом.

При напряжениях стресса, действовавшего на горизонтально залегающие породы, в начале, естественно, возникают послойные разрывы в зарождающихся сводовых поднятиях (куполах), а потом и в процессе формирования более сложных складчатых структур с крутыми крыльями образуются секущие крутопадающие нарушения.

В общем случае в первые этапы складкообразования, развивающегося в горизонтально залегающих толщах, фронт развития разрывных нарушений пластового типа будет опережать нарушения типа секущих крутопадающих трещин.

Пластовым и межпластовым нарушениям сторонники гидротермального генезиса Джезказгана отводят особое место в процессах рудоотложения. Именно этой категории нарушений они приписывают ведущую, главенствующую роль в пространственной локализации оруденения; предполагается при этом, что движение гидротермальных рудоносных растворов по горизонтали во вмещающих породах направлялось именно вдоль этих зон пластовых нарушений; с ними же связывают в основном отложение руд «второй фазы оруденения».

В свете изложенного выявляется противоречие в существующих представлениях о возрастных соотношениях двух основных типов тектонических нарушений и связанных с ними «двух фаз гипогенного оруденения» Джезказгана. Как известно, первую фазу гидротермального оруденения связывают с секущими крутопадающими нарушениями, которым приписывают роль рудоподводящих каналов, а минерализацию более поздней второй фазы оруденения — с пологими нарушениями пластового типа, возникшими, как полагают, в результате проявления нового более позднего цикла тектонической деятельности. Однако факты и наблюдения показывают, что нарушения первого типа, т. е. секущие крутопадающие, являются в общем более поздними сравнительно с нарушениями пластового типа; последние секутся и смещаются первыми; секущие крутопадающие нарушения обычно не минерализованы и в процессе рудоотложения не участвовали; они не сопровождаются обогащением призальбандовых участков вмещающих пород, что весьма характерно для разрывных нарушений пластового типа. Следовательно, секущие крутопадающие трещины не могли служить рудоподводящими каналами для первой, более ранней фазы гипогенного оруденения, поскольку их проявление относится к более позднему периоду развития складчатых структур.

Исходя из идеи гидротермального генезиса, сторонники его, в угоду этой идее, даже переставили нормальную и естественную последовательность формирования разрывных нарушений, связывая «вторую фазу оруденения» с нарушениями пластового типа, являющимися в действительности более ранними относительно секущих крутопадаю-

щих дизъюнкций, а этим последним, более поздним нарушениям, приписали роль рудоподводящих каналов, по которым поступали из гипотетических магматических очагов металлоносные гидротермальные растворы, давшие «первую фазу оруденения».

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАСТОВЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ТРЕЩИН ДЖЕЗКАЗГАНА

Разрывные нарушения пластового типа Джезказгана, как правило, являются всегда минерализованными. Жильные заполнения в них в подавляющем большинстве случаев представлены кальцитом, кварцем, баритом, реже — гипсом и целестином. В минерализованных трещинах, проходящих в рудоносных пластовых залежах, в жильной массе, выполняющей эти нарушения, наблюдаются также выделения сульфидов — халькозина, борнита, халькопирита, блеклой руды, галенита, бетехтинита и других минералов.

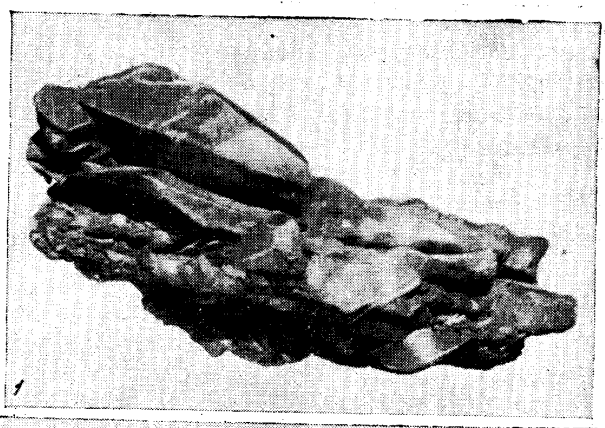
Привлекает внимание тот характерный факт, что в минерализованных трещинах выделяются только те сульфиды, которые содержатся во вмещающих их породах с вкрапленным оруденением. Жильные заполнения трещин, проходящих в безрудных пластах, рудных выделений, как правило, не содержат.

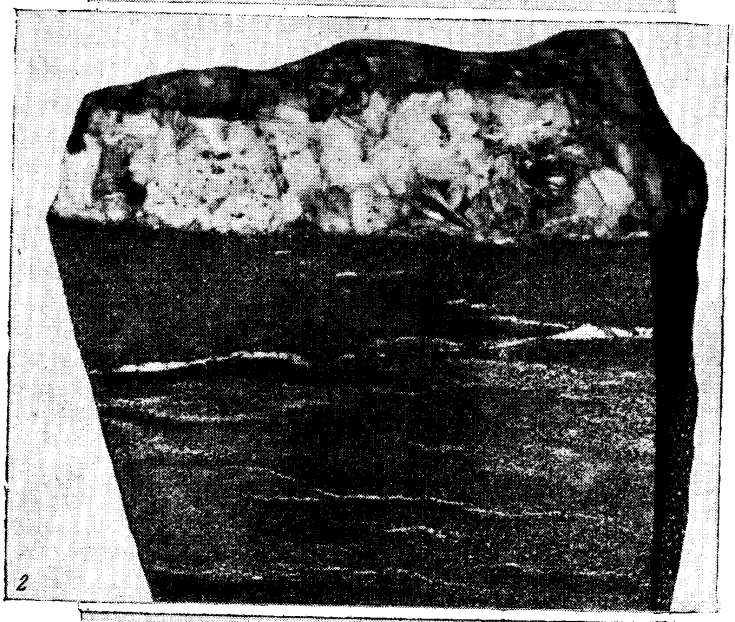
В участках расширения пластовых нарушений нередко остаются открытые полости, пустоты, жеоды, на стенках которых нарастают щетки, друзы хорошо образованных кристаллов, достигающих иногда крупных уникальных размеров. Например, величина кристаллов кальцита в виде правильных скаленоэдров (табл. II, *1*) доходит до 25 *см*; правильные кристаллы сульфидов — халькопирита, борнита, галенита (табл. I, *3*) блеклой руды, халькозина — измеряются часто несколькими сантиметрами; игольчатые и шестоватые кристаллы бетехтинита достигают в длину также нескольких сантиметров. Характерно при этом, что кристаллы рудных минералов располагаются часто на щетках кальцита, горного хрусталя или сами образуют друзы и щетки, наросшие на стенках полостей. Нередко они оказываются вросшими в кристаллы кальцита, или даже полностью погребенными в периферической зоне последних. Это относится также и к волосовидным и игольчатым кристаллам бетехтинита, которые образуют на гранях кристаллов кальцита наросшие или вросшие щетки, а нередко целиком погребены в периферической зоне крупных кристаллов кальцита скаленоэдрического или ромбоэдрического габитуса, образуя в них спутанно-волокнистые и игольчатые скопления.

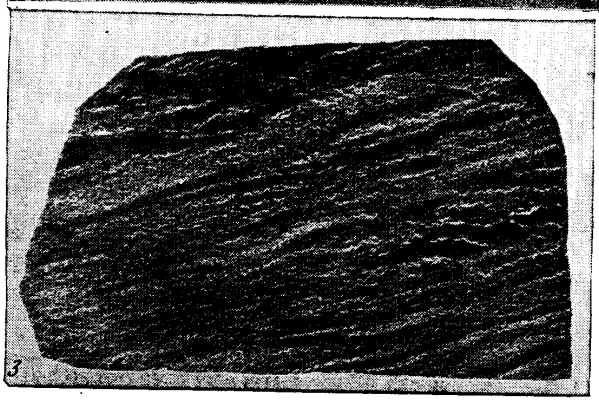
Жильные выполнения пологопадающих пластовых трещин (кальцит, барит, кварц, гипс) нередко имеют поперечно-волокнистое или поперечно-шестоватое сложение со следами деформаций, в виде искривленных шестоватых образований указанных минералов, что, очевидно, связано с выполнением трещин в период еще незакончившихся тектонических подвижек.

Интересно отметить, что сульфиды меди (борнит, халькопирит, халькозин) и галенит в таких жилах также нередко образуют шестоватые и волокнистые выделения, ориентированные нормально к стенкам трещин и параллельно удлинению жильных минералов. Во вмещающей породе наблюдаются обычно те же сульфиды, только в виде неправильных вкраплений в цементе песчаника.

Представляют интерес явления нарастания на щетках кристаллов кальцита коломорфного халькопирита, образующего гроздевидные сростки, состоящие из правильных шарообразных выделений этого







1 — друза скаленоэдрических кристаллов кальцита из минерализованной пластовой трещины. Джезказган, залежь Покро, 7. ½ нат. вел.; *2* — полосчатая текстура богатейшей халькозиновой руды (черное) в призальбандовой части кальцитово-баритовой жилы (белое), содержащей редкую вкрапленность халькозина. Джезказган, Покро, горизонт 230, панельный штрек. Макрофото приполированной поверхности штуфа. ⅔ нат. вел.; *3* — полосчатая (струйчатая) текстура руды из обогащенного зальбанда минерализованной трещины. Джезказган, Покро, горизонт 230. Микрофото приполированной поверхности рудного штуфа. Нат. вел.

сульфида. На гранях кристаллов кальцита часто также наблюдается тонкая сыпь кристаллических выделений халькопирита и других сульфидов; нередко последние погребены в кальците, образуя в нем зоны определенного кристаллографического направления, подчеркивающие зональное строение кристаллов кальцита.

Описанный характер выделений рудных минералов в жильных выполнениях пластовых трещин Джезказгана свидетельствует о низкотемпературных условиях их образования, близких к экзогенным; какие-либо термальные изменения вмещающих пород совершенно отсутствуют.

Нередко пластовые минерализованные разрывные нарушения образуют небольшие зоны ветвящихся и сходящихся тонких прожилков. Местами можно наблюдать как от главной минерализованной трещины отходят и ответвляются в висячий и лежачий бок под острым углом к ней более мелкие трещинки, остающиеся в общем грубопараллельными главной трещине и слоистости пород. Иногда совокупность таких разветвляющихся и сходящихся трещин оконтуривают собой участки пород, которые можно рассматривать как начальные формы «линз обтирания»; они располагаются, в общем, согласно с вмещающими породами и наблюдались нами в некоторых эксплуатационных карьерах Джезказгана.

Размеры внутрипластовых и межпластовых трещин в подавляющем большинстве случаев невелики; протяженность их измеряется обычно в пределах первых десятков метров, а ширина не превышает нескольких сантиметров и только в раздувах она увеличивается до 25—35 *см*. Максимальная мощность минерализованных трещин не превышает 0,5 *м*.

Количественное значение и распространенность пластовых минерализованных трещин относительно невелико, а иногда ничтожно мало по сравнению с мощностью пластов с вкрапленным оруденением, достигающей нередко 20 *м*. На значительном протяжении мощных рудоносных пластов, в особенности на участках их пологого или горизонтального залегания, пластовые минерализованные трещины часто совсем отсутствуют; поэтому нет никаких оснований связывать с ними оруденение в мощных пластовых залежах, протяженность которых измеряется часто многими сотнями метров и достигает иногда 1—2 *км* и более. Известно, что в общих запасах руд Джезказгана на долю рудных жил, включая даже секущие крутопадающие минерализованные трещины, приходится ничтожное количество руды.

Оруденение, связанное с пластовыми нарушениями, не имеет существенного значения даже в местном обогащении рудных участков. Как будет показано ниже, пластовые трещины играли важную роль не в первичном оруденении пластовых залежей, а в перераспределении имевшегося ранее в них рудного вещества под влиянием дислокационного метаморфизма и складкообразования. Основная масса руд в Джезказгане сосредоточена в пластовых залежах с вкрапленным оруденением. Объективный анализ показывает, что не внутрипластовые и межпластовые нарушения обусловили возникновение оруденения в мощных пластовых залежах вкрапленных руд, а наоборот, они были сами минерализованы за счет рудного материала, содержавшегося во вмещающих эти нарушения рудоносных породах.

Мощность обогащенных зальбандов около минерализованных пластовых нарушений и интенсивность оруденения в них находится в прямой зависимости от степени оруденения во вмещающих вкрапленных рудах.

Весьма характерно также то обстоятельство, что в случае отсутствия оруденения во вмещающих породах, около пластовых жил не образуется обогащенных зальбандов, а в жильном заполнении их не наблюдаются выделения рудных минералов. Равным образом жилы внутри пластов красноцветных пород, не несущих, как правило, оруденения, являются совершенно безрудными.

Нами неоднократно высказывалось представление о принадлежности минерализованных пластовых нарушений Джезказгана к метаморфогенным образованиям типа альпийских жил, генетически связанных с дислокационным метаморфизмом, которому подверглись рудоносные породы джезказганской свиты в результате напряжений стресса и складкообразования (Попов, 1948, 1951, 1955).

О ПРИРОДЕ ОБОГАЩЕННЫХ ЗАЛЬБАНДОВ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПЛАСТОВЫХ ТРЕЩИН

Одной из характернейших особенностей минерализованных пластовых трещин Джезказгана, как неоднократно отмечалось выше, является обогащение сульфидами призальбандовых участков вмещающих пород и возникновение около них полос богатых руд, прослеживаемых вдоль этих нарушений со стороны висячего и лежачего бока, а также на их выклинивании.

Прежде всего бросается в глаза та особенность, что мощность обогащенных призальбандовых участков, вмещающих жилы пород, совершенно несоизмерима с мощностью самих жильных выполнений. При относительно ничтожной мощности последних, равной обыкновенно нескольким сантиметрам и меньше и редко достигающей в раздувах 25—30 *см*, мощность обогащенных призальбандовых участков часто достигает нескольких десятков сантиметров и доходит до 0,5—1 *м*, т. е. превышает в несколько десятков раз и более мощность самих жил.

Следующая весьма характерная особенность минерализованных пластовых трещин заключается в том, что в самой жильной массе, выполняющей трещины, оруденение обычно выражено редкой вкрапленностью сульфидов, а иногда оно совершенно отсутствует, несмотря на то, что призальбандовые обогащенные участки этих жил представляют собой богатейшие руды с содержанием меди до 20% и более. Обогащенные зальбанды в виде полос наблюдаются также и вдоль закрытых и изолированных трещин на всем их протяжении как со стороны лежачего, так и висячего бока, сохраняясь и на их выклинивании. Таким образом, вокруг таких трещин создается как бы ореол богатых руд.

Важно отметить, что общее количество меди, заключающейся в самой жильной массе, выполняющей пластовые трещины, также совершенно несоизмеримо мало по сравнению с количеством металла, находящегося в призальбандовых обогащенных участках, а иногда рудные минералы в жильном выполнении самой трещины с интенсивно обогащенными зальбандами совсем отсутствуют.

Самый зальбанд трещины представляет собой резкий контакт богатейшей руды с жильным выполнением трещины, почти лишенным оруденения (табл. II, *2*).

Характерно при этом, что наибольшее обогащение сульфидами вмещающей породы наблюдается непосредственно около стенок трещин, в сторону от которых по нормали интенсивность оруденения в висячий и лежачий бок постепенно затухает, а еще далее — резко уменьшается или совсем прекращается.

Интенсивность оруденения уменьшается и в сторону выклинивания жилы, по простиранию; и здесь богатые руды постепенно разубоживаются, переходя в безрудные песчаники на сравнительно небольших расстояниях от мест выклинивания минерализованной трещины.

В результате этого около полос, обогащенных сульфидами, возникают зоны и полосы обедненных и убогих руд, образующих другой ореол вокруг богатых руд и облекающий их с внешней стороны. За пределами влияния трещин оруденение в пластовой залежи вкрапленных

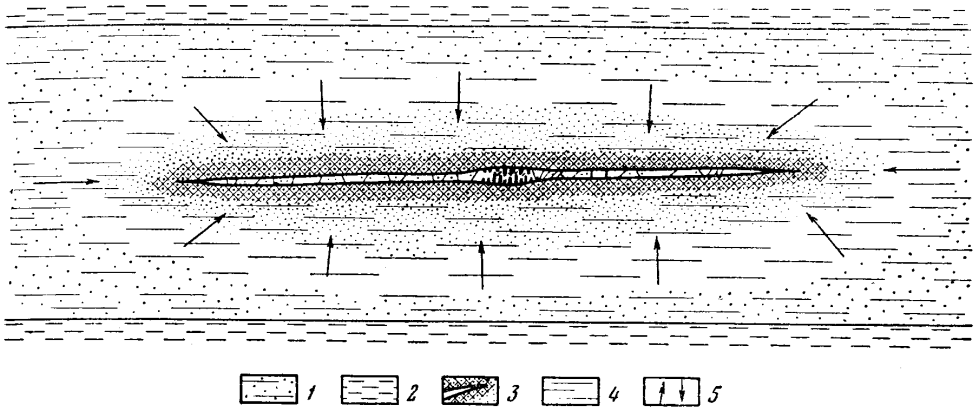


Рис. 3. Схема перераспределения сульфидного оруденения в пласте рудоносного песчаника под влиянием пластовой трещины разрыва

1 — пласт серых песчаников с первичной сульфидной вкрапленностью; *2* — красные безрудные алевролиты и аргиллиты, покрывающие и подстилающие рудоносный пласт; *3* — пластовая минерализованная трещина разрыва с обогащенными сульфидами призальбандовыми участками вмещающей породы; *4* — область «метаморфогенного выщелачивания» в рудоносном пласте безрудная или с убогим оруденением); *5* — направления перемещения к трещине рудного вещества из окружающей среды по принципу фильтрационного эффекта

руд сохраняется более или менее равномерным, если в пределах пласта отсутствуют другие пластовые нарушения.

Таким образом, на общем фоне рудоносного пласта с рассеянной в нем первоначально более или менее равномерной сульфидной вкрапленностью под влиянием пластовых трещин создаются, с одной стороны, обогащенные рудные полосы вдоль этих трещин в их призальбандовых участках, а с другой стороны, в непосредственной близости и в соседстве с этими обогащенными рудами с внешней их стороны возникают зоны и участки обедненных, убогих руд или совсем лишенные оруденения. Характер перераспределения рудного вещества в пластовой залежи иллюстрируется схемой (рис. 3).

В случае наличия целой серии сближенных между собой параллельных пластовых нарушений образуются довольно широкие полосы обогащенных руд, тяготеющих к этим пластовым зонам нарушения; интенсивность оруденения, как и в случае отдельных трещин, по мере удаления от этих зон по вертикали в сторону висячего и лежачего бока, а также на их выклинивании по простиранию резко падает иногда до полного прекращения.

Не менее характерно также то обстоятельство, что богатые руды из обогащенных сульфидами призальбандовых участков пластовых жил часто имеют полосчатую текстуру, вопрос о природе которой рассматривается ниже особо.

Привлекает внимание также тот характерный факт, наблюдавшийся нами во всех основных рудных районах Джезказгана, что в жильной массе, выполняющей внутрипластовые трещины, выделяются только те сульфиды, которые содержатся во вмещающих их минерализованных пластах с вкрапленным оруденением. Жильные выполнения трещин, проходящих в безрудных пластах, рудных выделений, как правило, не содержат.

Важно также, что обогащение призальбандовых участков отмечается и для трещин, выполненных гипсом, содержащим в себе редкие выделения тех же сульфидов, которые находятся в боковой обогащенной породе; при этом, какие-либо термальные изменения вмещающих пород совершенно отсутствуют.

Описанные выше особенности минерализованных внутрипластовых нарушений, характер распределения оруденения как в самих трещинах, так и в их призальбандовых участках и за пределами последних, не оставляют сомнений в том, что эти нарушения являются более поздними относительно рудных пластов. Нарушения пластового типа играли определенную важную роль в перераспределении первичного оруденения пластовых залежей при процессах динамометаморфизма, обусловливая возникновение полос богатых и разубоженных руд. Приведенные выше факты свидетельствуют о том, что обогащение сульфидами призальбандовых участков разрывных нарушений пластового типа связано не с привносом рудного вещества извне с якобы «обновленными» растворами из гипотетических магматических очагов во «вторую фазу» оруденения, а представляет собой результат перераспределения при процессах динамометаморфизма рудного вещества, уже имевшегося на месте в рудоносных пластах первичноосадочного происхождения.

Описанные нами минерализованные пластовые трещины представляют собой латераль-секреционные образования типа «альпийских жил», возникшие при метаморфизме пород в процессе складкообразования в условиях стресса и небольшой нагрузки вышележащих пород. Характерным и новым для рассматриваемого случая является то, что эти нарушения представляют собой трещины разрыва, ориентированные не вкрест простирания слоистости пород, как это имеет место для типичных «жил альпийского типа», а согласно слоистости, однако природа их остается одной и той же. Минеральный состав их, как отмечено выше, соответствует составу вмещающих пород и целиком зависит от него как в части рудных, так и жильных минералов. Эта особенность с исключительной яркостью выражена в Джезказгане.

Совершенно аналогичные явления имеют место и в других месторождениях медистых песчаников, заведомо осадочного происхождения (Атбасар-Терсакканский район в Центральном Казахстане, Донбасс, Киргизский хребет, Мансфельд в ГДР и др.).

Выполнение пластовых трещин происходило при участии водных растворов метаморфического происхождения, возникавших на месте при процессах динамометаморфизма, сопровождавшегося перекристаллизацией и обезвоживанием богатых водой составных компонентов самой вмещающей породы. В условиях повышенных температур и давлений эти метаморфогенные растворы, приобретая свойства гидротерм, обусловили растворение, перенос и переотложение рудного вещества в пределах первично-пластовых залежей.

По существующим представлениям, отраженным в ряде работ Д. С. Коржинского (1950, 1953), А. Г. Бетехтина (1953), Н. П. Семененко (1953) и др., явления метаморфизма, как известно, протекают

в условиях взаимодействия жидкой, газообразной и твердой фаз и неразрывно связаны с метасоматическим воздействием растворов на горные породы и широкой миграцией вещества.

Д. С. Коржинский особо подчеркивает роль воды в метаморфических процессах. «Метаморфические процессы начинаются только в присутствии жидких и жидкообразных растворов, в которых вода является главным компонентом... Существенно водные растворы всегда присутствуют при всяком метаморфизме и метасоматозе горных пород».

Метаморфогенные растворы и содержащиеся в них газообразные продукты могут возникать на месте путем выделений из метаморфизуемых толщ. Главный компонент этих растворов — вода — образуется из горной влаги, свободной и кристаллизационной воды, содержащейся в составе водных минеральных компонентов пород. В условиях высоких давлений и повышенных температур, которыми сопровождаются процессы динамометаморфизма, растворы обогащаются газообразными продуктами выпаривания горных пород, возникающими при диссоциации карбонатов, органических веществ и солей (CO_2, CO и др.). В результате возникают метаморфогенные растворы, по-существу мало отличающиеся от гидротерм магматического происхождения.

Интенсивность течения метасоматических реакций и подвижность компонентов будут зависеть от двух основных факторов: разности концентраций веществ и разности давлений, возникающих в метаморфизуемых толщах. Меняющаяся при тектонических напряжениях и процессах складкообразования термодинамическая обстановка обусловливает неустойчивость и смену концентраций компонентов, давления и температур в различных частях области проявления динамометаморфизма.

В результате этого возникают явления инфильтрации и диффузии поровых растворов, приводящие к выравниванию разности концентраций и восстановлению химического потенциала подвижных компонентов. Пластовые трещины отслаивания и зоны расслоенных пород, возникающие в процессе складкообразования, представляли собой аномальные участки с пониженным давлением; они играли роль своеобразных вакуумов, вызывавших фильтрацию, диффузию или «подсос» к ним метаморфогенных растворов из участков более высоких давлений.

Возникновение обогащенных зальбандов около и вдоль пластовых нарушений и выполнение последних жильными и рудными минералами происходило, таким образом, за счет подтока к стенкам раскрывающихся трещин метаморфических растворов, насыщенных рудными компонентами, заимствованными из окружающих рудоносных песчаников с рассеянной вкрапленной минерализацией.

Отдельные пластовые трещины и целые зоны пластовых нарушений, возникшие в результате расслоения пород по межпластовым и внутрипластовым швам при процессах складкообразования, оказались, таким образом, областями с более богатым оруденением сравнительно с окружающими их породами.

Возникновение в области развития пластовых нарушений разреженного пространства вполне понятно, так как пологопадающие трещины разрыва, образующиеся в результате расслоения осадочной толщи и раскрытия контактовых швов под влиянием стресса, при почти горизонтальном залегании вмещающих пород, являлись замкнутыми, не имеющими выхода на поверхность и изолированными от влияния внешнего давления. В этих условиях в зонах пластовых нарушений

неизбежно должно было возникнуть разреженное пространство — «вакуум», а разность давлений в самих трещинах и окружающей ее среде приобрело значение движущей силы, обеспечивающей миграцию, диффузию к стенкам трещин метаморфогенных растворов, насыщенных рудными компонентами, заимствованными из окружающей среды.

Выполнение трещин и возникновение в призальбандовых участках вмещающих пород богатых руд происходило по принципу фильтрационного эффекта, теоретически разработанного и математически обоснованного Д. С. Коржинским (1950, 1953). Растворитель с более легко растворимыми соединениями (преимущественно карбонатами) быстрее достигал раскрывающейся трещины (или системы трещин) и, испаряясь, выполнял ее жильной массой; более труднорастворимые соединения (сульфиды) выпадали вследствие пересыщения в основном в окружающих трещину породах, к моменту, когда последняя была уже в основном выполнена жильной массой; и только относительно небольшая часть рудного вещества увлекалась в трещину, образуя в жильных выполнениях редкую сульфидную вкрапленность или крупные хорошо ограненные кристаллы сульфидов в друзовых пустотах.

Описанные нами жильные образования возникли в результате выполнения трещинных полостей, имеющих все признаки разрывных нарушений. Границы этих жил с боковыми породами, во всех без исключения наблюдавшихся нами случаях, очень резкие; на зальбандовых поверхностях жильных выполнений и на стенках вмещающей породы часто можно наблюдать зеркала, плоскости скольжения с хорошо выраженными штриховкой и шрамами. Никаких признаков, которые свидетельствовали бы о метасоматическом способе возникновения крупных кристаллов жильных и рудных минералов, нарастающих на стенках трещин пустот, не наблюдается; не отмечается также и каких-либо следов растворения боковой породы вблизи друзовых пустот, которые позволили бы рассматривать их в качестве «коры растворения».

Основываясь на опытах О. П. Оглоблиной, А. Г. Бетехтин (1953) указывает на возможность возникновения кристаллических образований в обстановке воздушной среды при условии питания насыщенным раствором по капиллярным каналам. Именно таким путем образовались крупные кристаллы жильных и рудных минералов в открытых полостях, занорышах и пустотах пологопадающих пластовых трещин Джезказгана, представляющих собой характерные образования типа «альпийских жил».

Трудно себе представить иначе механизм образования трещинных жил и возникновение около них обогащенных сульфидами призальбандовых участков вмещающих пород. Если встать на точку зрения связи их с гидротермами магматического происхождения, то надо допустить, как это и делают защитники такой точки зрения, что обогащение призальбандовых участков минерализованных трещин происходило за счет циркулировавших по ним рудоносных растворов; при этом рудоотложение происходило в направлении от трещины в сторону висячего и лежачего боков. В таком случае встает вопрос: как же могли образоваться почти сплошные сульфидные руды в призальбандовых участках с мощностью, в несколько десятков раз превышающей мощность самих трещин, в жильных выполнениях которых к тому же оруденение выражено либо редкой вкрапленностью сульфидов, либо совсем отсутствует?

Следует при этом снова особо подчеркнуть тот факт, что пластовые разрывные нарушения в Джезказгане представляют собой обычно замкнутые и изолированные трещины, часто выклинивающиеся по прости-

ранию в обе стороны в пределах горных выработок. В подавляющем большинстве случаев они приурочены к полого- или почти горизонтально залегающим пластам серых песчаников с вкрапленным оруденением и нередко удалены от крутопадающих нарушений на значительные расстояния. В этих условиях доступ к ним гипотетических гидротермальных растворов был невозможен. Следует также учесть, что в Джезказгане отсутствуют какие-либо дорудные крутопадающие нарушения, могущие служить рудоподводящими каналами. Кроме того, сейчас уже не может вызывать сомнений факт отсутствия в Джезказганском районе поздневарисских интрузий, а следовательно, и реальных источников для рудоносных гидротермальных растворов. Этот вопрос нами особо рассмотрен ранее (Попов, 1959$_2$).

Защитники гидротермального генезиса Джезказгана, отвергая для пологопадающих минерализованных трещин их метаморфогенную природу и принадлежность к образованиям типа «альпийских жил», ссылаются обыкновенно на то, что в породах и рудах «первой фазы» оруденения, представленной пластовыми залежами вкрапленных руд, отсутствуют следы какого-либо выщелачивания, которые свидетельствовали бы о выносе рудного вещества к трещинам и, что «...наблюдается как раз обратная картина — не выщелачивание, а сильное обогащение зальбанд этих трещин рудными минералами. Какой-либо пористости пород в контактах жил и особых изменений в составе их также не наблюдается» (Сатпаева, 1949). Однако методически неправильно отождествлять процессы выщелачивания, идущие в зоне гипергенеза, с процессами перераспределения рудного вещества, протекающими в условиях динамометаморфизма при повышенных температурах и давлениях. Вынос рудного вещества из каких-либо участков породы при процессах дислокационного метаморфизма и не должен сопровождаться обязательно образованием пор, пустот и других характерных текстурных и структурных признаков, свойственных породам и рудам, выщелоченным в условиях гипергенной зоны при обыкновенных температурах и давлениях. Миграция и вынос рудного материала из одних частей рудного пласта в другие, в данном случае к раскрывающимся пластовым трещинам, происходили в условиях тектонических напряжений стресса и формирования складчатых структур. В этих условиях, если бы даже и возникли поры, пустотки, они будут залечиваться жильными и рудными минералами, что собственно и имеет место. Поэтому отсутствие признаков выщелачивания, в обычном понимании их, еще не может служить основанием для того, чтобы отвергать принадлежность минерализованных пластовых нарушений Джезказгана к латераль-секреционным образованиям типа «альпийских жил».

Кроме того, следует также учитывать, что описанные нами выше зоны обедненных и убогих руд около обогащенных зальбандов трещин как раз и представляют собой те участки рудного пласта, из которых был вынос рудного вещества; эти участки являются областями своеобразного «метаморфогенного выщелачивания», по своим особенностям не похожими и не могущими походить на зоны гипергенного выщелачивания. Механический перенос обстановки выщелачивания, протекающего в зоне гипергенеза, к условиям перераспределения минерального вещества при процессах метаморфизма, представляет собой методологическую ошибку в подходе к изучению природных явлений, не учитывающем специфические условия последних.

Явления динамометаморфизма и связанного с ним перераспределения рудного вещества в первичных пластовых залежах особенно

интенсивно проявились на участках резких перегибов пластов во флексурообразных структурах. В этих участках породы подверглись наибольшей степени расслоения и растрескивания по контактовым швам. Характерно, что именно эти участки флексур в Джезказгане несут наиболее богатое оруденение. При наличии целой серии сближенных пластовых нарушений в этих участках возникало наиболее разреженное пространство, создававшее условия интенсивного подтока, фильтрации к ним рудного вещества по принципу фильтрационного эффекта из окружающей среды, а нередко даже — из нескольких смежных рудоносных пластов и горизонтов.

Поэтому наблюдающееся иногда раздувание рудных залежей в участках, соответствующих перегибам пластов в верхней и нижней частях флексур и сокращение их мощности в крыльях флексур между этими участками — вполне закономерно с позиций развиваемых нами представлений.

О ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУРАХ В РУДАХ ДЖЕЗКАЗГАНА

Среди полосчатых текстур, наблюдающихся в рудах месторождений медистых песчаников и, в частности, в Джезказгане можно выделить два различных по своей природе типа: 1) полосчатые текстуры метаморфического происхождения или вторичные и 2) полосчатые или, точнее слоистые текстуры первичноосадочного происхождения (седиментационные).

Рассмотрим ниже каждый из этих типов в отдельности.

Полосчатые текстуры метаморфического типа обычно проявляются лишь в богатых сульфидных рудах, приуроченных к зальбандам пластовых минерализованных трещин, и не наблюдаются в песчаниках с вкрапленным оруденением. Полосчатые текстуры в богатых рудах Джезказгана обусловлены перемежаемостью прослоев, полосок, линзочек, обогащенных избирательно каким-либо рудным минералом или несколькими немногими сульфидами. При этом строго параллельной полосчатости обыкновенно не отмечается. Отдельные полоски того или иного состава выклиниваются, кулисообразно заходят друг за друга или, прерываясь, образуют серию линзочек, располагающихся приблизительно в одной плоскости. Отсутствует также строгая прямолинейность в отдельных полосках и линзочках; контуры их неровны, искривлены, полого изогнуты. Нередко полоски расщепляются, разветвляются и снова сходятся, образуя своеобразный сетчатый рисунок (табл. II, *3*). Полосчатость бывает то более тонкой, когда мощность отдельных полосочек и линзочек измеряется миллиметрами и долями миллиметра, то более грубой, с мощностью полосок, достигающих 1 *см* и более. Длина полосок и линзочек, в зависимости от их мощности, различна; обычно она колеблется в пределах нескольких миллиметров, редко достигает нескольких сантиметров.

Важно при этом отметить, что полосчатость, несмотря на некоторую ее неправильность, ориентирована, как правило, согласно элементам первичной слоистости пород, которой подчиняется вытянутость отдельных линзочек и полосочек.

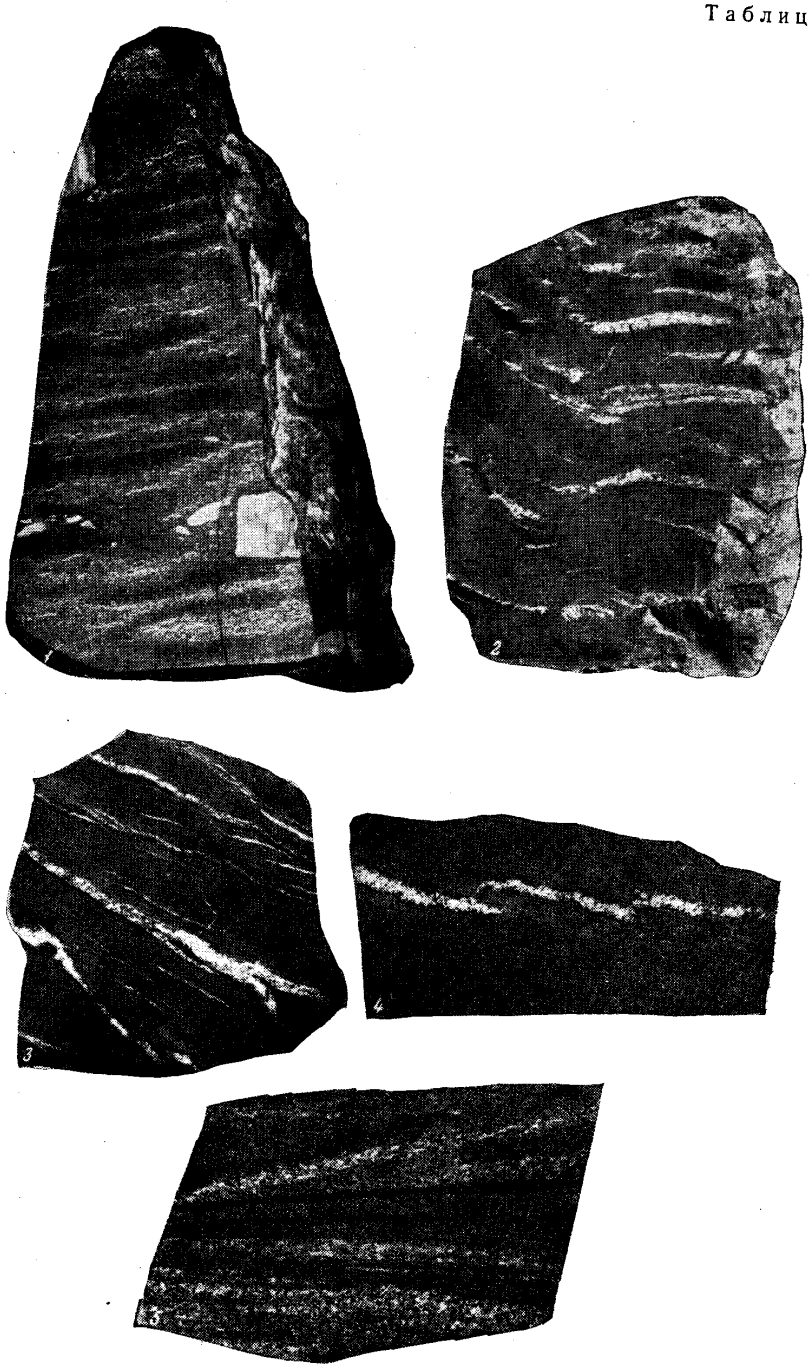
Чаще полосчатость в рудах Джезказгана обусловлена перемежаемостью халькопиритовых и борнитовых полосок и линз, количественно играющих одинаковую роль; причем в полоске, обогащенной халькопиритом, можно наблюдать линзочки борнита, и наоборот. Иногда же полосчатость обусловлена полосками и линзочками, образованными одним или двумя минералами, возникающими на преобладающем

фоне руды, сложенной другими сульфидами. Полоски и линзочки в данном случае играют подчиненную роль в отношении основной массы руды, отличающейся по составу от включенных в нее полос и линз.

Следует особо подчеркнуть, что на границах полосок различного состава явлений замещения одних сульфидов другими не отмечается, что свидетельствует об одновременном их выделении. В частности, такой характер полосчатости наблюдался нами в богатой медно-свинцовой руде Джезказгана в районе Покро из залежи № 7, горизонт 230, штрек 4, камера 8. Полосчатость руды обусловлена здесь тонкими (1—2 *мм*) прослоечками и линзочками, сложенными галенитом и блеклой рудой, выделяющимися на общем преобладающем фоне борнитовой и борнит-халькозиновой руды. Полоски и линзочки из галенита и блеклой руды расщепляются, разветвляются и снова соединяются, образуя как бы сетчатый узор на фоне количественно преобладающих борнита и халькозина (табл. III, *1*).

Особый интерес представляет наблюдавшееся нами в одном из эксплуатационных забоев рудного района Покро (штрек 4, камера 2) тесное сочетание полосчатой текстуры в рудах с внутрипластовыми нарушениями, выраженными системой тонких параллельных и пологоизогнутых пластовых минерализованных трещин. В данном случае полосчатая текстура руды развивается на фоне небольшой зонки внутрипластовых нарушений, состоящей из серии небольших и маломощных линзовидных трещин, выполненных кальцитом. Вмещающая порода в пространстве между минерализованными трещинами сильно обогащена сульфидами. По существу мы имеем здесь дело с обогащенными призальбандовыми участками целой серии сближенных пластовых трещин, сливающихся в общую полосу богатых руд с полосчатой текстурой. Привлекает внимание тот факт, что общая ориентировка полосчатости и минерализованных трещин совпадает в общем с элементами слоистости породы и вместе с последней повторяет образованную на описываемом участке небольшую пологую синклинальную складку. Характерно также, что в самой жильной массе, выполняющей трещины, наблюдаются редкие выделения тех же сульфидов, которые содержатся и во вмещающих породах; в частности, для описываемого участка отмечается выделение в жилах галенита, содержащегося и в обогащенных породах, где он участвует в строении полосчатых руд.

При тектонических напряжениях стресса, обусловливающих деформацию и складчатость рудоносных пород, в последних часто возникают серии весьма мелких, вплоть до микроскопических, послойных подвижек и трещинок, сопровождаемых собирательной перекристаллизацией рассеянной в породе вкрапленности сульфидов и образованием более крупнозернистых выделений тех же сульфидов вдоль этих нарушений. Характерно, что сульфидные выделения часто сопровождаются также новообразованиями нерудных жильных минералов (кварц, кальцит, барит, гипс), образующих вместе с сульфидами метаморфогенные послойные, а иногда и секущие прожилочки, повторяющие характер деформаций и, в общем, параллельных друг другу и слоистости вмещающих пород. Нередко эти послойные прожилки имеют поперечношестоватое сложение, в котором участвуют и сульфиды. В целом, мы имеем налицо ясную картину образования под влиянием тектонических напряжений латераль-секреционных метаморфогенных жилок «альпийского типа», размеры которых могут быть ничтожными, вплоть до микроскопических, обусловливающих возникновение прожилково-вкрапленного типа оруденения (табл. III, *2*, *3*). Последнее развивается на фоне первичного тонковкрапленного рассеянного оруденения, часто



1 — полосчатая текстура богатейшей медно-свинцовой руды из зальбанда минерализованной трещины в песчанике с включением галек аргиллита, содержащих равномерно рассеянную вкрапленность сульфидов. Джезказган, Покро, горизонт 230, штрек 4, камера 2. Макрофото приполированной поверхности рудного штуфа. 3/4 нат. вел. *2* — волнисто-полосчатая вкрапленно-прожилковая текстура руды. Белое — крупнозернистые выделения сульфидов меди (борнит, халькозин) вдоль послойных нарушений в песчанике, содержащем интенсивную тонкую вкрапленность тех же сульфидов (темно-серое). Послойные подвижки фиксируются поверхностями скольжения с притертыми и размазанными сульфидами, несущими штриховку и шрамы (видны на обратной стороне, неполированной поверхности штуфа). Джезказган, шахта Покро, залежь Покро-7. Макрофото приполированной поверхности рудного штуфа. 1/2 нат. вел.; *3* — прожилково-вкрапленный тип руды. Белое — крупнозернистые выделения сульфидов меди вдоль послойных, частью секущих нарушений на фоне (чер-

с хорошо выраженной микрослоистой текстурой седиментационного типа.

Прямая связь описанных жильных образований с тектоническими подвижками и дислокационным метаморфизмом отчетливо фиксируется поверхностями скольжения с притертыми сульфидами, несущими тонкую штриховку; эти поверхности можно наблюдать макроскопически, а нередко только под бинокуляром и микроскопом.

Состав рудных минералов в послойных минерализованных нарушениях и во вкрапленных рудах обычно совершенно идентичен. В случае мономинеральности оруденения в состав метаморфогенных рудных прожилков входит только тот сульфид, который находится в виде вкрапленности во вмещающей породе (табл. III, *4*).

Описанный выше характер полосчатых текстур в рудах Джезказгана и тесная взаимосвязь этих текстур с обогащенными призальбандовыми участками пластовых нарушений с несомненностью свидетельствуют о том, что возникновение как текстурных особенностей руд, так и обогащенных зальбандов около минерализованных трещин, а также образование самих трещин по существу представляет различные стороны одного и того же процесса.

Нам представляется, что основной причиной образования полосчатых текстур для конкретного случая ее проявления в рудах Джезказгана является динамометаморфизм и процессы складкообразования, обусловленные тектоническими напряжениями стресса. Именно эта причина, породившая описанные выше явления перераспределения рудного вещества в пределах контуров первичных пластовых залежей под влиянием пластовых нарушений и явления обогащения зальбандов около этих нарушений, обусловила также возникновение и полосчатых текстур в рудах. Не случайно то, что полосчатость подобного типа проявляется обыкновенно в полосах богатых руд, возникающих в призальбандовых участках пластовых нарушений.

Первичная слоистость рудовмещающих пород играла роль структурного элемента, направляющего ориентировку как пластовых нарушений, так и полосчатых текстур в рудах при процессах переотложения и перераспределения рудного вещества в ходе динамометаморфизма и складкообразования. Именно этим, а не химической неоднородностью отдельных слоев внутри рудовмещающих пластов (как считают сторонники гидротермального генезиса Джезказгана) обусловлена роль первичной слоистости в образовании полосчатых текстур. Если можно говорить о неоднородности, то только применительно к отдельным довольно мощным слоям, пластам, слагающим джезказганскую свиту, а ведь полосчатые руды обыкновенно наблюдаются в пределах очень узких прослоев богатых руд и в контурах одного и того же совершенно однородного рудоносного пласта; при этом ширина отдельных полосок измеряется обычно миллиметрами и даже долями миллиметра. Поэтому говорить о химической неоднородности вмещающих пород как причине развития полосчатых текстур в рудах Джезказгана нет никаких оснований. Самый механизм возникновения полосчатых

нее) тонковкрапленного оруденения с микрослоистой структурой в алевролите. Джезказган, шахта Покро, залежь Покро-7 Макрофото приполированной поверхности рудного штуфа. 1/2 нат. вел.; *4* — песчаник с густой халькопиритовой вкрапленностью (темно-серое) и послойными прожилками халькопирита, расположенными кулисообразно (белое). Джезказган, шахта Покро, залежь Покро-7а. Макрофото приполированной поверхности рудного штуфа. Уменьш. 1,5; *5* — косослоистая текстура медно-цинковой руды в песчанике. Джезказган, шахта Покро, залежь Покро-7а, горизонт 260, камера 8/2, нат. вел.

текстур, развивающихся в условиях динамических напряжений, объясняется теми же самыми причинами, с которыми мы выше связывали образование обогащенных руд около пластовых нарушений.

Движущиеся к раскрывающимся трещинам отслаивания и приоткрывания метаморфогенные растворы под действием всасывающих усилий этих трещин, игравших роль «вакуумов», растворяли по пути следования рудные минералы рудоносных пластов и отлагали их вследствие пересыщения в призальбандовых участках трещин. Естественно, что при вторичном отложении сульфидов элементы первичной слоистости создавали благоприятные условия для возникновения полосчатых текстур, облегчая движение растворов не только в направлении, перпендикулярном к стенкам трещин, но и растекание их в направлении, параллельном плоскостям слоистости. Дифференциация и обособление выделяющихся из метаморфогенных растворов сульфидов в отдельных полосках и линзочках объясняется, по-видимому, различными условиями осаждения отдельных сульфидов или их сочетаний в обстановке меняющихся условий динамических напряжений, характеризующихся мобильностью и неустойчивостью в отношении температуры, давления и концентраций компонентов.

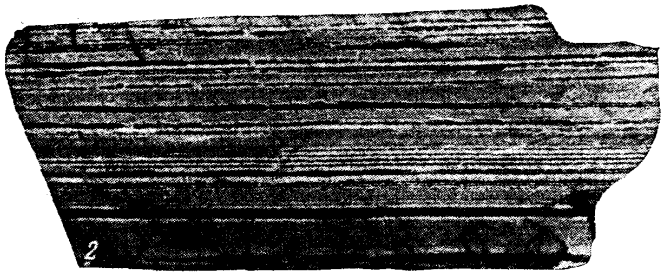
К возникновению полосчатости обогащенных руд в призальбандовых участках пластовых трещин, очевидно, можно применить принцип «дифференциальной подвижности компонентов при метаморфизме и метасоматозе». Конкретно для рассматриваемого случая речь идет о различной подвижности разных сульфидов. Сульфиды, характеризующиеся одинаковой или близкой подвижностью (например, галенит, блеклая руда), будут образовывать полосы и линзы, сложенные именно этими минералами; другие сульфиды (борнит, халькозин, халькопирит), подвижность которых отличается от подвижности указанных выше минералов, будут пространственно обособляться в самостоятельные полосы и линзы, перемежающиеся с первыми.

Таким образом, полосчатые текстуры руд возникли в ходе миграции и перекристаллизации рудного вещества при процессах динамометаморфизма и тесно связаны с общим процессом перераспределения первичного оруденения в пластовых залежах и дислокационным метаморфизмом.

Слоистые текстуры руд первичноосадочного происхождения. Помимо описанных выше полосчатых текстур руд, возникших в ходе перераспределения рудного вещества первичных пластовых залежей при процессах дислокационного и динамического метаморфизма, в рудах медистых песчаников часто проявляются слоистые текстуры, обязанные своим происхождением первичным седиментационным процессам накопления меденосных осадков и последующему их диагенезу. Эта слоистость отражает первичноосадочную природу самих руд.

Слоистые текстуры данного типа характеризуются строгой приуроченностью выделений сульфидов к поверхностям наслоения вмещающих пород и участием их в составе отдельных слойков.

Подчиняясь строго элементам первичной слоистости рудовмещающих пород, сульфидные выделения с исключительной точностью отражают и повторяют во всех деталях характер этой слоистости. Особенно четко эти слоистые текстуры выражены в случае, когда рудовмещающими породами являются тонкозернистые и микрослоистые их разности — алевропелиты, аргиллиты, глинистые сланцы, пелитоморфные известняки; в песчаниках и конгломератах слоистость руд также проявляется, но в этом случае она более грубая и обычно



1 — тонкослоистая текстура халькозиновой руды в аргиллите. Рудные слойки участвуют в косой слоистости. Шахта Кресто-Запад, залежь Кресто-5. 3/4 нат. вел. *2* — тонкослоистая текстура руды в красноватом алевролите; черные слойки — халькозин, борнит. Джезказган, шахта Покро. 3/4 нат. вел. *3* — хлопьевидные округлые выделения гематита (белое) в обесцвеченных участках красного алевролита; в правом нижнем углу зерно сульфида меди. Джезказган, Карпиенский рудник, аншлиф. Увел. 60; *4* — выделения в обесцвеченных участках красного алевролита, борнита (серое) и пластинчатого дендритовидного гематита (белое); в борните пластиночки халькопирита (светло-серое), фиксирующие структуру распада твердого раствора. Джезказган, участок Карпиенский, аншлиф. Увел. 410

плохо выражена; а в бедных вкрапленных рудах часто и совсем отсутствует.

В тонкодисперсных рудоносных породах послойное расположение сульфидов, повторяя тонкую слоистость, образует микрослоистые текстуры; в бесструктурных неслоистых породах сульфиды образуют тонкую пылевидную вкрапленность, равномерно рассеянную в массе породы. В случае косой слоистости вмещающих пород выделения сульфидов в точности повторяют тонкий рисунок этой слоистости (табл. III, *5*; табл. IV, *1*).

Слоистые текстуры нередко также подчеркиваются серией рудных конкреционных стяжений линзовидной формы, располагающихся четкообразно и послойно в серии параллельных слоев. Такие текстуры возникают уже в результате перераспределения рудного вещества в пластах в ходе диагенеза.

Для описываемого типа полосчатых или слоистых текстур характерны четкость и прямолинейность границ отдельных рудных прослоечек соответственно тонкой слоистости самих пород (табл. IV, *2*). В ходе диагенетического перераспределения рудного вещества эта текстурная особенность может нарушаться за счет формирования сгустков сульфидов, приобретающих овальную и линзовидную форму. Сульфидные сгустки, представляющие собой начальную стадию образования конкреций, обычно вытянуты и ориентированы согласно элементам первичной слоистости.

В ходе диагенеза рудоносного осадка и его литификации происходят и более сложные нарушения слоистости и напластования; однако подробное рассмотрение различных типов слоистых текстур седиментационного происхождения и диагенетических нарушений в них не входило в тему настоящей работы. Эти вопросы нами были более детально рассмотрены ранее в других работах (Попов, 1955, 1959$_1$). Здесь мы касались седиментационных слоистых текстур лишь в порядке сравнения и сопоставления их с полосчатыми рудами метаморфогенного происхождения.

О МАТЕРИАЛЬНОМ ИСТОЧНИКЕ МЕТАМОРФОГЕННЫХ РАСТВОРОВ

В связи с рассматриваемыми вопросами образования метаморфогенных жил альпийского типа и полосчатых богатых руд в их зальбандах следует особо остановиться на материальном источнике воды, необходимой для возникновения на месте метаморфогенных растворов. Вопрос о возможном материальном источнике воды для образования метаморфогенных растворов, возникающих в осадочных толщах при процессах регионального и дислокационного метаморфизма, является крайне важным для суждения о природе минерализованных трещин и оруденения в них. Нами в свое время (Попов, 1955) указывались два таких возможных источника: 1) гидроокислы железа и 2) глинистые породы; как те, так и другие входят в состав красноцветных меденосных толщ в качестве обязательных составных частей.

Остановимся на первом источнике, т. е. гидроокислах железа. Защитники гидротермального генезиса руд Джезказгана и других месторождений подобного типа, оспаривая возможность метаморфогенных преобразований в его рудах и вмещающих породах из-за неизвестности якобы материальных источников воды для метаморфогенных растворов, вместе с тем признают, что одним из источников воды для образования метаморфогенных растворов могли бы быть гидроокислы железа, входящие в состав красноцветных пород джезказганской свиты.

Однако, как утверждает К. И. Сатпаев (1955), «эти минералы до сих пор пребывают в джезказганской серии практически полностью неизмененными и не дегидратизированными» (разрядка наша — *В. П.*). С этим утверждением нельзя согласиться, так как оно противоречит всем фактическим данным. Прежде всего следует напомнить, что окислы и гидроокислы железа, рассеянные в породах красноцветных толщ, являются главными красителями, обусловливающими различные оттенки в окраске пород. Далее известно, что окраска пород зависит не только от присутствия в ней того или иного красителя, но и от степени его окисления, гидратации и дегидратации, а также от валентности красящего элемента, в данном случае, железа. Так, многоводные окислы железа — лимониты (моногидрат железа с различным количеством адсорбированной воды) имеют ржаво-бурую и охристо-бурую окраску; маловодные и безводные окислы трехвалентного железа (турьит, гидрогематит, гематит) сообщают породе более яркие красные оттенки — кирпично-красные, красно-бурые, красновато-коричневые, малиновые, розовые, вишнево-красные, фиолетовые и т. п. Переход трехвалентных окисных соединений, железа в двухвалентные закисные формы обусловливает, как известно, уже резкую смену красных окрасок в серо-зеленые и серые. Следует особо подчеркнуть, что первичная окраска красноцветных пород медеиосных толщ, в том числе и джезказганской свиты, была иной и соответствовала первоначально окраске многоводных окислов железа (ржаво-бурой, охристо-бурой), вносившихся в зону осадкообразования из областей красноцветного выветривания, характеризующихся обилием свободного кислорода и влаги, в виде «ржавца» в составе механической взвеси (Страхов, 1947). Таким образом, в начальные стадии существования красноцветные породы джезказганской свиты имели ржаво-бурый или охристо-бурый цвет; современная же более яркая окраска возникла в них позднее в результате постепенной дегидратации многоводных соединений окислов железа и является, следовательно, вторичной.

Дегидратация первичных многоводных окислов железа и превращение их в маловодные и безводные соединения происходила как в результате общего регионального метаморфизма пород, так и в связи с процессами складкообразования и динамометаморфизма, обусловленных тангенциальными тектоническими напряжениями стресса. Выделявшаяся при указанных процессах вода и являлась одним из источников для возникновения на месте, в самой метаморфизуемой толще метаморфогенных растворов, приобретавших в условиях повышенных давлений и температур характер «псевдогидротерм». Эти метаморфогенные растворы играли большую роль в растворении, переносе рудного вещества, содержащегося в составе первичных пластовых залежей, и переотложении его вдоль тектонических разрывных нарушений с образованием латераль-секреционных жил альпийского типа в контурах рудных залежей и рудоносных горизонтов. Наблюдения ряда исследователей показывают, что первичные гидроокислы железа, участвующие в составе красноцветных пород джезказганской свиты, претерпели значительные изменения, доходящие часто до полной их дегидратации и превращения в гематит. Последний, по данным Д. Г. Сапожникова (1948), пользуется значительным распространением в составе красных песчаников и аргиллитов, образуя существенную примесь в глинистом цементе этих пород.

Наличие в породах джезказганской свиты гематита, образующего вкрапленность и даже прожилки, отмечается в слое В-11 дробной стратиграфической колонки джезказганской свиты.

Нам представляется, что вообще роль гематита и маловодных соединений железа в составе пород джезказганской свиты преуменьшена; их гораздо больше, чем принято думать. В связи со сказанным следует обратить внимание на тот характерный факт, что в красноцветной толще (жиделисайская свита), непосредственно залегающей на джезказганской свите и имеющей яркую красно-розовую окраску, заключается обильная сыпь блестящих чешуек железной слюдки. Помимо гематита, в составе этой свиты постоянно содержатся также и другие минералы железа, представленные маловодными окислами-лепидокрокитом и гидрогематитом.

Вряд ли можно сомневаться в том, что гематит, гидрогематит и другие маловодные соединения железа в указанной толще, являющейся даже более молодой по сравнению с джезказганской свитой, представляют собой продукты дегидратации первичных окислов железа; тем более следует ожидать в большей степени дегидратацию многоводных гидроокислов железа в нижележащих, более древних отложениях джезказганской свиты.

В связи с затронутым вопросом следует особо отметить тот факт, что осадочные гематитовые руды Атасу, возраст которых (этрен) не столь уже далек от возраста джезказганской свиты (средний и верхний карбон), также возникли под влиянием процессов метаморфизма за счет дегидратации первичных многоводных соединений железа. То же самое можно сказать и об осадочных марганцевых рудах Атасу и Джезды, где первичные гидроокислы марганца превращены в безводные соединения этого металла (браунит, гаусманит). Признавая роль метаморфизма в осадочных рудах железа и марганца, было бы нелогичным утверждать, что осадочные руды меди и вмещающие их породы, близкие по возрасту и расположенные в том же регионе и в одной и той же геотектонической зоне, должны оставаться неизмененными.

При изучении руд Джезказгана нами установлены в ряде случаев две разновидности гематита: 1) сгустковые хлопьевидные выделения и 2) дендритовидные кристаллические пластинчатые образования в тесных сростках с сульфидами меди (борнит, халькопирит) в оруденелых красноватых аргиллитах (табл. IV, *3*, *4*).

По данным Н. С. Веревкиной-Мануиловой, проводившей детальное петрографическое изучение состава пород джезказганской свиты, гематит совместно с халькопиритом и пиритом постоянно встречается в породах одного из рудоносных горизонтов, мощностью до 70 *м* (скв. 2040). Кроме того, гематит образует нередко секущие прожилки. Ею же отмечено присутствие гематита и в других рудных районах Джезказгана.

Исследованиями Т. А. Сатпаевой и Н. Б. Голодновой (1950) наличие гематита было установлено в составе руд залежей 1—2 Карпиенского участка. Гематит здесь проявлен в виде агрегатов неправильно ограниченных или удлиненных зерен, разъединенных позднее отложившимися медными сульфидами. Гематит находится в тесной ассоциации с сульфидами меди, образуя с ними взаимные срастания. По мнению указанных выше исследователей, описанный гематит является гидротермальным эндогенным, по нашим представлениям, продуктом метаморфических изменений, имевших место в красноцветной рудоносной толще при процессах регионального и дислокационного метаморфизма.

В месторождении Коп-Казган (Атбасар-Терсакканский район), по общему признанию осадочного происхождения, гематит, по данным М. А. Яренской (1951), является постоянным спутником халькозина, уступая ему только по распространению и образует, как и по нашим

наблюдениям в Джезказгане, дендритоподобные пучкообразные выделения. Встречается гематит обособленно и совместно с халькопиритом, как бы окаймляя его; гематит участвует также и в составе жильных образований.

В аналогичных и близких по возрасту Джезказгану медистых песчаниках Киргизского хребта, испытавших интенсивнейший динамометаморфизм, гематит является уже постоянным и часто широко распространенным спутником медного оруденения в ряде месторождений (Атджайлоо, Утар-Туюк, Кегеты, Ашу-Кольтор и др.). Первичные гидроокислы железа здесь по существу полностью перекристаллизованы и дегидратированы, превратившись в гематит. Характерно при этом, что возникшие в зонах проявления интенсивного динамометаморфизма многочисленные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, как правило, окрашены в розовый цвет за счет тонкодисперсных включений безводных окислов железа в жильной массе (Попов, 1959_3).

Таким образом, представление о том, что первичные гидроокислы железа в меденосных красноцветных толщах и, в частности, в породах джезказганской свиты, остаются неизмененными и не дегидратированными, совершенно не соответствует действительности. При процессах регионального и дислокационного метаморфизма они, несомненно, играли роль в качестве источника воды для метаморфогенных растворов, обусловивших переотложение и перераспределение рудных минералов внутри пластов с первичноосадочным оруденением.

Необходимо также учитывать то обстоятельство, что красноцветные породы, т. е. отложения, обогащенные окислами и гидроокислами железа, в разрезе продуктивной джезказганской свиты образуют чередующиеся с рудоносными серыми песчаниками пласты и горизонты, индивидуальная мощность которых достигает 20—30 *м*, а приходящаяся на их долю суммарная мощность составляет почти половину всей мощности свиты, т. е. около 300 *м*.

Таким образом, красноцветные породы джезказганской свиты являлись мощным источником воды, освобождавшейся за счет дегидратации содержащихся в них гидроокислов железа при процессах динамометаморфизма и складкообразования, обусловленных тектоническими напряжениями стресса. Возникавшие в красноцветных породах метаморфогенные растворы мигрировали в смежные с ними более пористые и крупнозернистые пласты рудоносных серых песчаников, производя в них растворение рудного вещества и переотложение его под влиянием пластовых разрывных нарушений в пределах тех же пластов.

Первичные гидроокислы железа в составе красноцветных пород продуктивных толщ представляли собой вполне реальный источник воды, необходимой для образования метаморфогенных растворов. Количество воды, освободившейся при дегидратации первичных лимонитов, было достаточно велико, если учесть региональный характер процессов метаморфизма и складкообразования, а также большую мощность красноцветных пород в разрезе джезказганской продуктивной свиты.

Обратимся далее ко второму возможному источнику метаморфогенных растворов в красноцветных толщах и, в частности, в породах джезказганской свиты — глинистым отложениям. Известно, что последние в условиях стратисферы могут рассматриваться как аккумуляторы огромных запасов воды (Ломтадзе, 1954).

При гравитационном уплотнении глины могут выделять огромное количество воды, непрерывно выжимаемой из глинистых осадков в ходе их литификации.

Дегидратация глинистых осадков начинается обычно с момента их отложения и продолжается на всех стадиях литификации, протекая почти до полного отделения воды, вначале свободной, а затем связанной.

Экспериментальные исследования В. Д. Ломтадзе показали, что, например, один кубометр кембрийской глины с начальной влажностью в 28% при нагрузке до 3000 *кг/см*^{2} может выделить приблизительно 0,37 *м*^{3} воды.

Вода, отжатая из глинистых осадков в процессе их литификации и дегидратации входящих в их состав водных соединений, мигрирует в водоносные горизонты или другие водопроницаемые породы — коллекторы. Для Джезказгана последними являются обычно серые рудоносные песчаники. В случае расслоения последних под влиянием тектонических напряжений, возникающих при процессах складкообразования, отжатые из глинистых пород водные растворы могут приобретать характер гидротерм и, циркулируя по трещинам, выполнить последние теми или иными минеральными комплексами. Именно такова природа минерализованных трещин в месторождениях медистых песчаников вообще, и в частности в Джезказгане.

Однако и этот возможный источник воды для условий Джезказгана полностью и совершенно необоснованно отвергается защитниками его гидротермального генезиса. Так, К. И. Сатпаев (1955) утверждает, что глинистые образования составляют «лишь ничтожную часть общего разреза всей джезказганской серии осадков, представленных в основном перемежаемостью пластов песчаника и алевролитов» (разрядка наша.— *В. П.*).

Обратимся к фактическим данным самого же К. И. Сатпаева (1935). Из приводимого им дробного стратиграфического разреза джезказганской свиты легко подсчитать общую мощность, приходящуюся только на долю глинистых отложений — аргиллитов и глинистых сланцев, не считая глинистого вещества в составе цемента алевролитов и песчаников и аргиллитовой гальки в составе внутриформационных конгломератов. По нашему даже преуменьшенному подсчету глинистые осадки (аргиллиты и глинистые сланцы) в составе джезказганской свиты занимают не менее 25—30%, что составляет около 150—200 *м* общей мощности ее разреза.

Приведенные цифры никак не согласуются с представлениями о ничтожной роли в составе отложений джезказганской свиты глинистых отложений, на долю которых, якобы приходится не более 1—2%.

Легко себе представить, какое огромное количество воды могут выделить только одни глинистые породы джезказганской свиты (не считая гидроокислов железа!) при процессах общего регионального и дислокационного метаморфизма, сопровождавшего формирование складчатых и разрывных структур Джезказгана.

Из приведенных данных следует, что красноцветные породы в разрезе меденосных формаций являются основным источником воды, необходимой для образования метаморфогенных растворов на месте, в самих метаморфизуемых осадочных толщах. При участии этих растворов в ходе регионального и дислокационного метаморфизма происходит внутрипластовое переотложение и перераспределение рудного вещества в рудоносных сероцветных песчанистых горизонтах и пластовых залежах. Красноцветные породы приобретают особое значение потому, что именно к ним приурочены оба рассмотренные выше источника воды — и гидроокислы железа и глинистые отложения (аргиллиты, глинистые сланцы). Кроме того, в отличие от серых рудоносных песчаников и

алевролитов, красноцветные безрудные разности этих пород характеризуются в общем более тонким гранулометрическим составом, плохой отсортированностью и большим количеством глинистого вещества в их цементе.

Так, по данным П. Тажибаевой (1961) в цементе красных песчаников преобладают окислы и гидроокислы железа и глинистое вещество. Содержание этих компонентов колеблется от 23,7 до 69,7% общего количества цемента. Микроскопические исследования этого автора показали, что цемент в красных песчаниках составляет 28—50% от общего объема породы.

Таким образом, красноцветные породы, переслаивающиеся с серыми рудоносными песчаниками, и являлись основным поставщиком воды, необходимой для внутрипластового перераспределения и переотложения рудного вещества при катагенезе и начальных этапах метаморфизма.

Освобождающейся при динамометаморфизме и складкообразовании в результате дегидратации гидроокислов железа и глинистых отложений воды было более, чем достаточно для возникновения метаморфогенных растворов на месте, и нет необходимости искать этот источник воды в гипотетических, а в действительности несуществующих, магматических очагах на глубине.

Наконец, нельзя не учитывать и важной роли подземных вод, а также горной влаги в качестве источника воды, участвующей в метаморфических преобразованиях пород и руд.

После приведенных данных, поднятый К. И. Сатпаевым вопрос о якобы полной неизвестности материального источника воды для метаморфических растворов, может вызывать лишь недоумение и сам по себе отпадает.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные специфические особенности пластовых минерализованных трещин Джезказгана свидетельствуют о принадлежности их к латераль-секреционным и метаморфогенным образованиям типа «альпийских жил», к жилам «самозалечивания».

Разрывные нарушения пластового типа в Джезказгане возникли в результате деформации и расслоения пород джезказганской свиты под влиянием одностороннего бокового давления.

Жилы «альпийского типа», приуроченные к трещинам разрыва, могут быть ориентированы не только поперек напластования пород, как это принято думать, но и согласно с ними.

Возникновение около пластовых минерализованных трещин, обогащенных сульфидами призальбандовых участков вмещающих пород, связано с явлениями перераспределения при процессах динамометаморфизма и складкообразования рудного вещества, заключавшегося ранее в первичноосадочных пластовых залежах с вкрапленным оруденением.

Зоны межпластовых и внутрипластовых нарушений и отдельные трещины пластового типа представляли собой области разреженного пространства с пониженным давлением и играли роль своеобразных вакуумов, обусловивших фильтрацию и диффузию к ним из окружающей среды метаморфогенных растворов, содержащих рудные и жильные компоненты, по принципу фильтрационного эффекта Д. С. Коржинского.

Возникновение около пластовых нарушений обогащенных участков вмещающих пород сопровождалось образованием вокруг них ореола

обедненных руд, представляющего собой область «метаморфогенного выщелачивания», из которой происходил вынос рудного вещества в результате его перераспределения в пределах рудоносного пласта под влиянием пластовых нарушений в ходе динамометаморфизма.

Возникновение полосчатых текстур в рудах из обогащенных призальбандовых участков пластовых трещин также тесно связано с процессом динамометаморфизма и влиянием элементов первичной слоистости пород при переотложении рудного вещества около пластовых трещин.

Помимо полосчатых текстур, возникающих в результате переотложения рудного вещества первичных пластовых залежей при процессах дислокационного метаморфизма, в рудах Джезказгана проявляются также полосчатые, или точнее слоистые текстуры, отражающие собой первичноосадочную природу самих руд. Этот тип слоистых текстур строго подчиняется элементам первичной слоистости и возникал в ходе осадкообразования и связанного с ним рудоотложения как в седиментационную стадию, так и в стадию диагенеза.

Материальным источником воды для метаморфогенных растворов, при участии которых происходило внутрипластовое перераспределение рудного вещества и образование жил «альпийского типа», являлись красноцветные породы, участвующие в разрезе продуктивной толщи. Дегидратация содержащихся в них гидроокислов железа и обезвоживание глинистых отложений (аргиллиты, глинистые сланцы) при процессах регионального и дислокационного метаморфизма обеспечивало вполне достаточное количество воды, необходимой для перекристаллизации и переотложения рудных минералов в контурах первичных пластовых залежей и минерального заполнения возникающих при этом разрывных нарушений пластового типа.

Изложенные выше данные с несомненностью свидетельствуют о первичноосадочной природе руд Джезказгана и других аналогичных ему месторождений, ошибочно принимаемых за эндогенные образования.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Иванков Л. И., Куликовский А. С., Младенцев Г. Д., Наркелюн Л. Ф., Фатиков Р. Ф. О некоторых особенностях геологии Джезказганского месторождения и новых фактах, полученных рудничной геологической службой.— Труды Ин-та геол. АН Киргиз.ССР, 1959, вып. IX.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.

Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод.— Докл. АН СССР, 98, 1954.

Мануилова Н. С. К вопросу о метаморфизме медистых песчаников Джезказгана. В кн.: «Методы исследования минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1957.

Попов В. М. Медистые песчаники Казахстана.— Труды Новочеркасского политехн. ин-та, геол.-развед. часть, 1948, 17 (31).

Попов В. М. О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.

Попов В. М. Некоторые геологические закономерности локализации медистых песчаников на территории Северной Киргизии и Центрального Казахстана. В кн.: «Первая научная сессия АН Кирг. ССР». Изд. АН Кирг. ССР, 1955.

Попов В. М. Вопросы генезиса медистых песчаников Северной Киргизии и Центрального Казахстана.— Изв. АН Кирг. ССР, 1956, вып. 2.

Попов В. М. 1. Диагенетические нарушения слоистости и напластования в рудоносных породах джезказганской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1959.

Попов В. М. 2. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
Попов В. М. 3. Медистые песчаники Северной Киргизии и условия их образования.— Труды Фрунзенского политехн. ин-та, серия геол., горное дело, 1959, вып. 2.
Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, вып. 93 (№ 28).
Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского медно-рудного района. В сб.: «Большой Джезказган». Изд-во АН СССР, 1935.
Сатпаев К. И. Некоторые методологические вопросы теории рудообразования на примере генезиса так называемых медистых песчаников гидротермального типа. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
Сатпаева Т. А. Рудообразующие минералы Джезказганского месторождения. Изд. АН Казах. ССР, Алма-Ата, 1949.
Семененко Н. П. Проблемы метаморфизма (источники метаморфизма и вопросы глубинности).— Изв. АН СССР, серия геол. 1953, № 1.
Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 73 (№ 22), 1947.
Тажибаева П. К литологии джезказганской серии пород. В кн.: «Большой Джезказган». Изд-во АН Казах. ССР, 1961.

Ю. П. Ивенсен

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА ЗОЛОТОНОСНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В связи с тем, что резервы расположенных на поверхности и легко открываемых месторождений многих рудных элементов постепенно исчерпываются, все острее ощущается потребность в разработке теории, освещающей закономерности размещения рудных месторождений в земной коре. При этом все большее внимание уделяется месторождениям осадочного генезиса, которые, отличаясь от эндогенных месторождений обычно более низкими средними содержаниями рудного элемента, обладают тем преимуществом, что в них сосредоточены чаще всего очень крупные запасы руд и они приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам и фациальным зонам осадочных формаций, что создает предпосылки для их успешного прогнозирования (Пустовалов, 1961).

Хотя в СССР резервы еще не открытых россыпных и выходящих на поверхность коренных месторождений золота не исчерпаны в такой степени, как в капиталистических странах, все же своевременно начать работу по изучению закономерностей размещения концентраций золота в осадочных толщах и оценить вероятность выявления новых для нашей разведочной и эксплуатационной практики типов месторождений. Цель настоящей статьи — осветить изученность некоторых основных вопросов, связанных с разработкой данной проблемы и наметить важнейшие направления исследований.

Некоторые особенности геохимии золота

В геохимическом отношении золото еще очень недостаточно изучено и характеристика геохимических свойств золота, приводимая в сводках Г. Берга (1933), А. Е. Ферсмана (1940), О. Е. Звягинцева (1941), В. М. Гольдшмидта и К. Петерса (1938) страдает неполнотой.

Сведения о кларках золота в оценке различных исследователей сведены в табл. 1. Расхождения в цифрах в ряде случаев весьма значительны. Большое сомнение вызывают представления О. Е. Звягинцева о том, что кларк золота в осадочных породах в 10 раз, а в воде океана в 25 раз ниже среднего кларка земной коры. С этим не вяжутся более поздние аналитические данные (Краускопф, 1959) и геологические соображения.

Подсчеты Д. Гиллули (1957) и А. Полдерварта (1957) показывают, что объем слоя сиалической коры континентов до глубины 12 *км* составляет $300 \cdot 10^7$ *км*^{3}, в том числе объем современных осадочных пород $5{,}3 \cdot 10^7$ *км*^{3} (сланцев — 41%, песчаников — 43%, карбонатных

Таблица 1

Кларки золота в земной коре и различных горных породах

К чему относится кларк	Кларк золота		Литературный источник
	%	*г/т*	
Земная кора	$n \cdot 10^{-8}$	0,000*n*	И. Фогт, 1898
То же	$1 \cdot 10^{-6}$	0,01	В. И. Вернадский, 1927
» »	$5 \cdot 10^{-6}$	0,05	А. Е. Ферсман, 1932
» »	$5 \cdot 10^{-7}$	0,005	Кларк и Вашингтон, 1924; В. М. Гольдшмидт, 1932; А. Е. Ферсман, 1940; О. Е. Звягинцев, 1941; А. П. Виноградов, 1949
Граниты	10^{-6}	0,1	Вагонер
»	$2 \cdot 10^{-7}$	0,002	О. Е. Звягинцев, 1941
Осадочные породы	$5 \cdot 10^{-8}$	0,0005	О. Е. Звягинцев, 1941
Карбонатные породы	$7 \cdot 10^{-7}$	0,007	К. Краускопф, 1957
Эвапориты	$5 \cdot 10^{-7}$	0,005	Там же
Песчаники	$3 \cdot 10^{-6}$	0,03	» »
Битуминозные сланцы	$1 \cdot 10^{-5}$	0,1	» »
Каменные угли	$1 \cdot 10^{-6}$	0,01	В. М. Гольдшмидт, 1933
Вода океана	$1{,}6 \cdot 10^{-5}$	0,01—0,06	А. Ливерсидж, 1893
То же	$1{,}6 \cdot 10^{-6}$	0,016	Вагонер
» »	$1 \cdot 10^{-9}$	0,00001	О. Е. Звягинцев, 1941; А. А. Сауков, 1951

пород — 16%). Объем океана равен $137 \cdot 10^7$ *км*^{3}. Осадочные породы образовались за счет механического и химического разрушения и переотложения материала изверженных и метаморфических пород, слагающих 98,3% континентальной земной коры до глубины 12 *км*. Следовательно, количество золота, отложенного в осадочных породах и растворенного в воде океана, в сумме должно быть равно количеству золота, заключенного в равновеликом объеме материнских пород сиалического слоя Если мы подсчитаем эти величины, исходя из кларковых соотношений О. Е. Звягинцева, то получим следующее (*m*):

Количество золота в породах сиаль, равных по объему осадочным породам	$6{,}9 \cdot 10^7$
В осадочных породах	$0{,}69 \cdot 10^7$
В воде океана	$1{,}37 \cdot 10^7$

Таким образом, если верить кларкам, мы должны объяснить, куда исчезло в процессе образования осадочных пород 70% золота, содержавшегося в материнских породах. Нам кажется, что объяснить такое резкое нарушение баланса какими-то геохимическими факторами невозможно. Все дело в том, что мы еще не имеем вполне достоверных данных о средних содержаниях золота в горных породах и неправильно представляем коэффициенты его концентрации в различных условиях.

Скорость современной эрозии такова (ежегодно в океан сносится 13 *км*^{3} вещества разрушенных пород), что сиалический слой континентов, мощностью в 12 *км*, должен быть полностью разрушен и переотложен за 225 млн. лет (Гиллули, 1957). Если даже в прошлом эрозионная деятельность была в два-три раза слабее, несомненно, что основной объем вещества пород сиалического слоя за известный нам отрезок

геологической истории в 3500 млн. лет должен был несколько раз пройти сквозь процесс разрушения, превращения в осадочные породы и последующего метаморфизма. Поэтому кларки элементов, геохимически относительно инертных и малоподвижных, к числу которых, как мы увидим ниже, относится золото, в осадочных породах, в целом, должны быть близки к средним кларкам земной коры.

По геохимическим свойствам золото — халькофильный элемент, но оно занимает пограничное положение между халькофилами и сидерофилами. Отсюда его ассоциации либо с явными сидерофилами (Pt, Os, Ir, Rh, Pd), либо с более яркими халькофилами (Cu, Ag). Обычно золото представлено самородным элементом, с различной примесью перечисленных самородных элементов (табл. 2). Теллуриды золота редки и не имеют практического значения.

Таблица 2

Минералы самородного золота (в вес. %)

	Au	Ag	Cu	Pt	Os	Ir	Rh	Pd
Золото (в россыпях и зонах окисления коренных месторождений)	90—100	0—10	0—1					
Золото (в зонах первичных руд коренных месторождений и россыпях)	90—70	10—30	0—2					
Электрум	57—70	30—43	0—3					
Кюстелит	20—28	72—80	0—1					
Медистое золото	68—80	2—8	5—30					
Купроарудит	64—70	10—15	22—30					
Платинистое золото	89,5			10,5				
Порпецит	88—75	0—4	0—следы					8—24
Родит	57—66						34—43	
Иридистое золото	70					30		
Ауросмирид	19,3				25,5	51,7		

В распространении этих минералов намечается весьма важная закономерность. Большинство эндогенных месторождений, отчетливо связанных с изверженными породами, содержат золото, наиболее обогащенное другими элементами (платиноидами и медью в месторождениях, связанных с основными и ультраосновными породами, серебром — в месторождениях заключенных в субэффузивных кислых породах, где наибольшее развитие получают также теллуриды золота). Золото, присутствующее в рассеянном виде в гранитоидах, также ассоциирует обычно с превосходящими его количествами серебра, т. е. представлено электрумом в смеси с серебром или кюстелитом (Вернадский, 1927). Напротив, в россыпях мы нередко встречаем золото, содержащее менее 10% серебра. В эндогенных месторождениях золото такой высокой пробы встречается только в зонах окисления и вторичного обогащения (Ивенсен, 1938; Альбов, 1952, 1960). Таким образом, наиболее чистое золото характерно для осадочных пород (россыпей) или поверхностных зон эндогенных месторождений, измененных гипергенными процессами.

Факты, доказывающие, что в условиях земной поверхности происходит растворение первичного золота и его переотложение, известны давно. Во многих россыпях были найдены углефицированные стволы

деревьев, пропитанные пиритом и тонкодисперсным золотом. В ряде случаев предполагалось обогащение старых приисковых отвалов золотом, переотложенным поверхностными водами (Фрейзе, 1931; Кожевников, 1935). Доказано, что деревья, выросшие на золотоносных галечниках или на приисковых отвалах, нередко содержат золото (до 10 *г* на тонну золы).

Фактом, почти универсально распространенным, является повышение пробы золота в россыпях по сравнению с золотом коренного месторождения, питающего россыпь. Так, по 11 приискам Миасса проба золота в кварцевых жилах равна 878, а в россыпях — 920. На Березовском месторождении проба коренного золота — 860, а россыпного — 970 (Альбов, 1960). Аналогичные изменения пробы на месторождениях Австралии, Новой Гвинеи и других провинций описаны Дюнном (Dunn, 1929), Эммонсом (Emmons, 1937) и М. Фишером (Fischer, 1945). Во многих золотоносных районах отмечалось повышение пробы золота вдоль по длине россыпи, по мере удаления от коренного месторождения.

Возможность длительного существования растворов золота в поверхностных водах и их дальнего переноса доказывается наличием золота в воде океана. В реках золотоносных районов содержание золота нередко повышается. Так, Амур ежесуточно выносит в море 24 *кг* растворенного золота (Звягинцев, 1941). Река Енашимо, по данным А. Лаговского (1889), выносила в сутки 15 *кг* золота, при содержании его в 18 *мг/м*^{3}.

Необходимо помнить, что рассматривая золото, переносимое на дальние расстояния в речных водах, мы объединяем его истинные растворы, золи и тонкодисперсные механические взвеси (суспензии). Несомненно, что границы между этими формами рассеяния золота достаточно расплывчаты не только в речной воде, но вообще в земной коре тем более в зоне гипергенеза. Приводимые ниже данные о гранулометрическом составе золота в двух типах эндогенных месторождений (рис. 1) показывают, что независимо от истирания золота при его переносе в речном аллювии само выветривание месторождений и разрушение окисленных сульфидов высвобождает весьма значительное количество тонкодисперсного «плавучего» золота. Как видим, в рудах колчеданного месторождения наиболее распространены (около 30%) частицы золота с размером в 0,1 *мк*, между тем реками Ленского района переносятся во взвешенном состоянии частицы золота размером до 150 *мк*. (Тушинская, 1939).

Ход процессов растворения, переноса и переотложения золота в зоне гипергенеза должен быть существенно иным:

а) в обычных условиях, характерных для обстановок, в которых формируется большинство осадочных пород, в том числе россыпи золота;

б) в необычных условиях, с отклоняющимися от нормы величинами pH и Fh среды (зоны окисления содержащих сульфиды месторождений); возможно, что отклоняющиеся от нормы условия создаются также в глубоко погруженных древних россыпях (Витватерсранд и др.), где температура пропитывающих породы вод поверхностного происхождения могла подниматься до 250—300°.

Распространенность малых элементов, образующих аутигенные минералы в осадочных породах, определяется устойчивостью их ионов в растворах, которая зависит от концентрации водородных ионов (pH) окружающей среды и величины окислительно-восстановительного потенциала иона (Eh). В обычных для земной поверхности условиях зна-

чения pH колеблются от 4 до 9, а Eh — от —0,5 до +1,0 *в* (Щербина, 1939; Краускопф, 1957). Поля устойчивости ионов и гидроокислов золота, серебра, меди, платины и палладия показаны на диаграмме (рис. 2). Область, характерная для обычных условий осадкообразования, обведена на диаграмме двойной линией. Мы видим, что все названные элементы устойчивы в самородном состоянии. По способности к

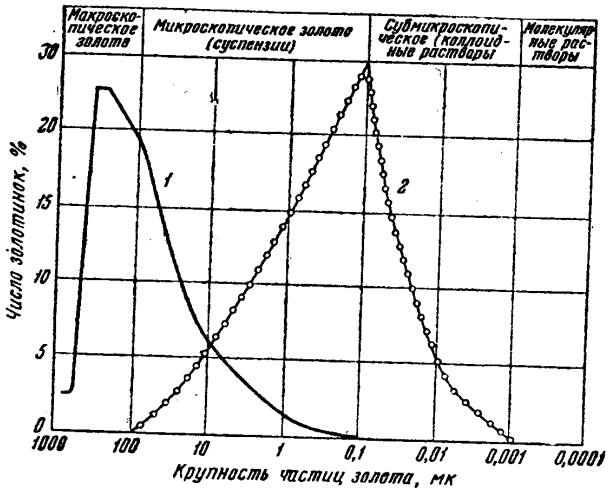


Рис. 1. Распределение частиц золота по крупности в кварцевых жилах и колчеданных рудах Урала

1 — в жилах; *2* — в колчеданных рудах (по Е. А. Савари и И. Н. Масленицкому)

окислению они образуют следующий ряд: медь — серебро — паладий — платина — золото. Диаграмма показывает, что гидроокислы золота устойчивы только при очень высоких значениях pH и Eh, а растворяться в воде золото может лишь при низких значениях pH и при наличии в растворе хлор-иона (Ивенсен, 1938).

К. Краускопф (1957) справедливо выделил для малых элементов в осадочных породах факторы концентрации двух категорий: региональные и локальные. Первые обусловлены геохимическими свойствами данного элемента и, следовательно, зависят в первую очередь от физико-химических условий процесса осадконакопления. Вторые связаны с появлением местных источников питания, т. е. с привносом данного элемента в избыточных количествах.

Все известные до настоящего времени промышленные месторождения золота в осадочных породах представлены россыпями. Это образования, созданные действием локальных факторов концентрации, причем процесс концентрации, во всяком случае во всех четвертичных россыпях, является чисто механическим (дифференциация зерен обломочных минералов при переносе по величине и удельному весу). Несколько сложнее дело обстоит, как увидим ниже, в древних россыпях, особенно докембрийских (Витватерсранд).

Но широкое распространение в осадочной оболочке Земли и гидросфере тонкодисперсного и растворенного золота говорит о том, что должно иметь место обогащение некоторых осадочных пород золотом под действием региональных факторов концентрации. Свойства золота, показанные на рис. 2, заставляют предполагать, что осаждение золота

из растворов не получает широкого распространения. Большее значение, вероятно, имеют сорбция золота некоторыми компонентами осадков и органические процессы. К сожалению, эти вопросы совершенно не изучены и приходится ограничиваться обобщением чисто эмпирических разрозненных сведений.

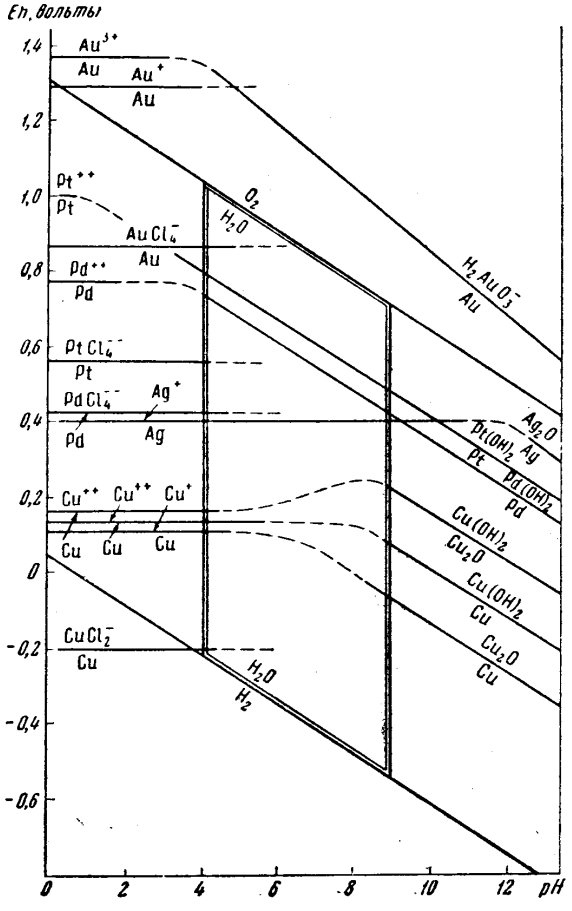


Рис. 2. Поля устойчивости ионов и гидроокислов золота, серебра, меди, платины и палладия в условиях земной поверхности (температура 25° С, давление 1 *атм*, концентрация ионов металлов 10^{-7} *м* (по К. Краускопфу)

П. А. Харитонов (1937) высказал мнение, что повышенные концентрации золота могут иметь место в галогенных осадках. По-видимому, это не подтверждается в региональном масштабе, и содержание золота в эвапоритах находится на уровне кларка земной коры (Краускопф, 1957). Все же золото в кембрийских гипсах на р. Чаре описано А. П. Герасимовым (1905).

Повышенное содержание золота против кларковых на один порядок и больше в ряде случаев отмечается в угленосных толщах преимущественно в пиритизированных углях (Гольдшмидт, 1938; Stone, 1912). Но обогащение угленосных отложений золотом также не имеет повсеместного распространения, поэтому не исключено, что оно обяза-

но действию факторов концентрации скорее локальных, чем региональных.

Близкие к золоту геохимически медь и серебро рассеяны в осадочной оболочке шире и в больших количествах, чем золото. Однако, породы, в которых возможны промышленные концентрации меди, также очень ограничены; это черные сланцы, богатые органикой, образованные в условиях сероводородного заражения, и континентальные красноцветные песчаники, отлагавшиеся на предгорных равнинах в условиях полуаридного климата. Медистые сланцы ГДР (Мансфельд и др.), по мнению некоторых исследователей (Deans, 1948; White, 1953), занимают промежуточное положение по условиям формирования между этими типами осадков и при этом локально обогащены некоторыми элементами, заимствованными из подстилающих пород.

Серебро при значительно более низком по сравнению с медью кларке еще более определенно концентрируется в черных сланцах и значительно реже — в красноцветных песчаниках, где оно также связано с органическим веществом. Значительные количества серебра скапливаются в фосфоритоносных отложениях, которые формируются на поверхности шельфа в почти таких же условиях, как черные сланцы, при условии привноса ряда веществ восходящими водными потоками (Proctor, 1953; Mc Kevey a. oth., 1953; Краускопф, 1957).

Повышение концентрации золота в черных сланцах также закономерны (табл. 1). Они отмечены спектральными исследованиями (Cissarz, 1930; Гольдшмидт и др., 1948; Sandell, Kuroda, 1952). Из сланцев Мансфельдского месторождения серебро и золото добываются в числе попутных компонентов. Метаморфическими аналогами черных сланцев, по мнению многих исследователей, являются пиритизированные темные филлиты ряда золотоносных районов, которые обычно золотоносны и неоднократно рассматривались как возможный источник питания золотом четвертичных россыпей (Бодайбинский район и др.) (Обручев, 1924, 1934; Герасимов, 1905).

Вопрос о сингенетичности или эпигенетичности золота в этих филлитах еще не решен. Но сингенетичность и широкое распространение золота доказана в аналогичных по происхождению черных пиритизированных олигоценовых глинах Мангышлака, Ергеней и Северного Кавказа (Нифонтов, 1960). Содержащие золото породы представляют здесь чередование прослоев зеленовато-серой глины с тонкими черными прослоями, состоящими из костного рыбьего детритуса, органического вещества, мельниковита и глины. Золото образует субмикроскопические выделения в мельниковите или в гидроокислах железа, тонкие пленки на зернах мельниковита или самостоятельные выделения в виде мельчайших проволочек и кристалликов.

Выделения хемогенного золота в других типах осадочных пород несомненны для стадии эпигенеза и катагенеза. Так, в Калифорнии в меловых отложениях золото совместно с киноварью замещает раковины ауцелл; на Южном Урале на р. Сонарке золото замещает стебли криноидей (Вернадский, 1927). Но имеющиеся сведения характеризуют лишь единичные случаи. Совсем не освещен вопрос о содержании золота в красноцветных и фосфоритоносных формациях, хотя имеются все предпосылки, чтобы ждать в этих отложениях существенно повышенных содержаний золота.

Резюмируя все изложенное в этом разделе, приходится сделать вывод, что единственной областью осадочной оболочки, где заведомо возможны концентрации золота, отвечающие современным экономическим требованиям, остаются россыпи в песчано-галечных отложениях.

Только в них может содержаться золото, по своей крупности допускающее извлечение обычными технологическими средствами. Дисперсность золота, концентрации которого возможны в других типах осадочных образований, по-видимому, настолько велика, что оно может извлекаться лишь химическими методами. Последние будут рентабельными только при условии очень высоких содержаний золота, превышающих средние содержания в коренных месторождениях, эксплуатируемых в настоящее время.

Микроструктура золота

Микроструктура золота является до настоящего времени единственным критерием, позволяющим выяснить, как протекает в природе процесс переотложения золота на земной поверхности, многочисленные варианты хода которого могут быть предположены теоретически. Микроструктура золота изучалась М. Фишером (Fischer, 1935), Ю. П. Ивенсеном (1938), Н. В. Петровской и А. И. Фасталовичем (1947, 1953), А. П. Переляевым (1948, 1953), М. Н. Альбовым (1952, 1960).

М. Фишер, на основании изучения золота из различных районов мира, но главным образом с Новой Гвинеи, пришел к таким выводам:

1. Золото, как правило, включает лишенный следов окатывания кварц, следовательно, оно отложилось не в россыпи, а в жиле.
2. Микроскопические структуры россыпного и жильного золота идентичны.
3. Для золота типичны зональные структуры, обусловленные различным содержанием серебра в отдельных зонах кристаллического агрегата.
4. Россыпное золото обычно покрыто тончайшей пленкой более высокопробного, почти чистого золота. Эта пленка возникает на нем в результате электрохимической коррозии золота в россыпи.

Автор (Ивенсен, 1938) исследовал золото из различных по типу рудных и россыпных месторождений Северного и Южного Урала, а также из несомненно первичных руд Балейского месторождения.

Внутренняя кристаллическая структура всех образцов золота по своему общему характеру идентична. Золото состоит из множества относительно однородных по форме кристаллитов (дендритный ход кристаллизации наблюдается редко). Среди кристаллитов обычны двойники, парные и полисинтетические. Двойникование обычно развивается в плоскости октаэдра. Общий облик микроструктуры природного золота напоминает структуры электролитически осажденных металлов или металлов, рекристаллизованных после наклепа (механических деформаций), и резко отличается от микроструктур искусственных сплавов металлов.

Окатанные зерна россыпного золота, обладающие такой же кристаллической структурой, что и жильное золото, в отличие от последнего обычно окаймлены высокопробной пленкой, которая очень слабо травится концентрированной царской водкой и приобретает в аншлифах заметный рельеф, следовательно, образована почти чистым золотом. Высокопробная пленка обладает более пористым, чем основная золотинка, иногда губчатым строением. Благодаря этому, в процессе электрохимической коррозии она создает гальваническую пару с менее благородным золото-серебряным сплавом основной золотинки и иногда достигает значительной толщины (до 0,05 *мм*).

Автором, помимо высокопробной пленки — оболочки россыпных золотинок, были обнаружены ответвляющиеся от оболочки в глубь золотинки межкристаллитные прожилки высокопробного золота. Они

образуются в результате межкристаллитной коррозии, возникающей в случае, если электродный потенциал границ кристаллитов ниже потенциала других структурных элементов (рис. 3). Эти прожилки бесспорно доказывают существование процесса электрохимической коррозии золота, так как не могли бы образоваться иным способом (например, в результате выщелачивания более растворимого серебра).

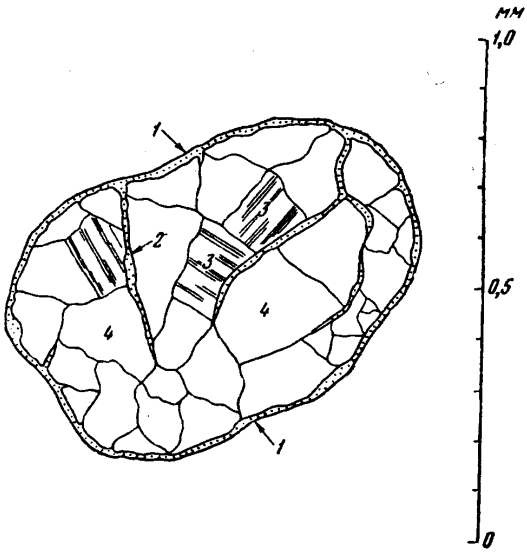


Рис. 3. Микроструктура золота из россыпи (поперечный отполированный и протравленный царской водкой срез)

1 — высокопробная пленка; *2* — межкристаллитные высокопробные прожилки; *3* — полисинтетически сдвойникованные кристаллиты; *4* — кристаллиты, внутреннее строение которых не выявлено травлением (по Ю. П. Ивенсену)

М. Фишером и нами высокопробная каемка наблюдалась только на окатанном золоте большинства россыпей, а на золоте коренных месторождений не была обнаружена. Н. В. Петровская и А. И. Фасталович (1953) аналогичную картину наблюдали на россыпном золоте месторождений Сибири. А. П. Переляев (1948, 1953) описал высокопробную пленку и межкристаллитные прожилки также на коренном золоте из зоны окисления Кировского месторождения на Урале.

Изложенный материал позволил нам сделать вывод, что электрохимическая коррозия с образованием высокопробной пленки и межкристаллитных прожилков является основным процессом преобразования золота в россыпях (Ивенсен, 1938). Это заключение было подтверждено А. П. Переляевым (1953), наблюдавшим, что толщина пленки изменяется в зависимости от возраста россыпи, и М. Н. Альбовым (1960), считающим этот процесс основным фактором повышения пробы золота в россыпях и, возможно, в окисленных зонах коренных рудных месторождений.

Но помимо этого, в россыпях, особенно в условиях застойноболотного режима, соприкасающиеся с золотом воды насыщаются продуктами разложения органического вещества, в том числе гуминовыми кислотами. Последние, реагируя с обычной в болотах двуокисью марганца (о наличии которого говорит железисто-марганцевая «рубашка» на многих зернах золота), в присутствии хлора, могут растворять и переотлагать золото. Это доказывается наблюдавшимися нами тонкими корочками золота на зернах окатанной платины и зернами золота, цементирующего окатанные зерна хромита и магнетита в россыпях мезозойского возраста на Северном Урале. По-видимому, в условиях земной поверхности, в коре выветривания и в древних россыпях образуются правильные кристаллы золота, уникальное скопление которых содержит, например, маленькая делювиальная россыпь «Поповская сопка» в бассейне Вишеры (Ивенсен, 1938). Несомненно, что значительные масштабы процесс растворения и переотложения золота в россы-

пях может приобретать только в каких-то специальных условиях, выявление которых должно стать задачей наших будущих исследований.

Особые условия миграции золота, характеризуемые резкими отклонениями pH и Eh среды от обычной нормы, могут возникать в зонах окисления коренных рудных месторождений. Уже давно приводился эмпирический фактический материал (Dunn, 1929; Эммонс, 1935, 1937; Обручев, 1934), свидетельствующий о том, что в большинстве рудных районов мира резкое обогащение руд золотом приурочено к приповерхностной зоне. При этом имеет место не только обогащение, но и значительное укрупнение выделений золота. Самородки уникальной величины, известные в двух районах мира — на Южном Урале (Миас) и в Австралии, встречаются только в пределах этой приповерхностной зоны вторичного обогащения. Поэтому представляется вполне обоснованной гипотеза, связывающая все крупное золото коренных месторождений с процессом вторичного обогащения. Различные представления о химическом ходе этого процесса изложены В. Эммонсом (1935) и М. Н. Альбовым (1960).

Если согласиться с этой точкой зрения и учесть современные данные о гранулометрической характеристике золота в россыпях и коренных месторождениях (примером может служить рис. 1), то придется сделать вывод, что промышленные россыпи возникают только в результате разрушения тех золоторудных месторождений, которые предварительно подверглись окислению и вторичному обогащению в ходе длительного и глубокого континентального выветривания. Во многих районах (Новая Гвинея, Восточная Австралия, Урал, Енисейский кряж и др.) доказано существование мощной коры выветривания латеритного типа в эпоху, предшествующую времени образования россыпей, и прослеживается фациальный ряд золотоносных элювиальных, делювиальных, аллювиальных речных и, наконец, озерных или морских отложений.

Зарубежные месторождения золотоносных конгломератов

Крупнейшим и лучше всего изученным месторождением золотоносных конгломератов до настоящего времени остается Витватерсранд в Трансваале (Южная Африка). Здесь золотоносны отложения позднего докембрия (по-видимому, с абсолютным возрастом в 1200—900 млн. лет). Они слабо метаморфизованы и смяты в крупные очень пологие складки. В ядрах антиклиналей обнажаются гнейсы и граниты нижнего докембрия (система Свазиланд) с абсолютным возрастом 3500 млн. лет.

К верхнему докембрию относятся отложения трех систем, разделенных стратиграфическими перерывами и небольшими угловыми несогласиями: 1) Витватерсранд (сланцы и кварциты с базальными конгломератами и несколькими горизонтами конгломератов в верхней половине системы); 2) Вентерсдорп (вулканогенно-туфогенные породы с базальным горизонтом конгломератов); 3) Потчефстром или Трансвааль (преимущественно доломиты с базальным горизонтом конгломератов). Общая мощность отложений трех систем колеблется от 7 до 12 *км*. На них с резким угловым несогласием трансгрессивно ложатся платформенные отложения систем капской (верхний палеозой) и карру (палеозой-мезозой) (Дю-Тойт, 1957).

Золотоносные конгломераты образуют пачки пластов (так называемые рифы). Каждый золотоносный риф состоит из нескольких пластов конгломерата, с мощностью от нескольких сантиметров до 12 *м*. Большинство рифов часто выклинивается, но Доминион-риф (базальный го-

ризонт системы Витватерсранд) хорошо выдержан, а Главный риф (в средней части разреза системы Витватерсранд) прослежен по простиранию на 190 *км*. Общая длина, на которую золотоносные рифы трех систем прослежены по простиранию, превышает 340 *км*.

Конгломераты сложены хорошо окатанной галькой кварца, реже кварцита, кремня или сланца, размером в 2—4 *см*, редко до 10 *см*, и кварцевым песчаным цементом, глинистая часть которого в результате метаморфизма превращена в агрегат хлоритоида и серицита. Петрографический и минералогический состав конгломератов во всех трех системах в качественном отношении идентичен, изменяются только количественные соотношения пород, образующих гальки, и минералов цемента. Рудные минералы приурочены к цементу конгломератов, причем среди них выделяются минералы кластогенные и аутигенные, образованные в породе на стадиях эпигенеза и катагенеза.

Явно кластогенные минералы представлены гранатом, апатитом, хромитом, цирконом, монацитом, ксенотимом, касситеритом, эвксенитом, анатазом, магнетитом, ильменитом, осмистым иридием, изредка платиной и рутением. Такие минералы, как монацит (абсолютный возраст 3100 млн. лет), эвксенит, ксенотим, касситерит, несомненно, заимствованы из пегматоидных гранитов системы Свазиланд. Часть золота образует округлые зерна, скорее всего также кластогенные. К этой же группе минералов имеются все основания относить большую часть уранинита, как по морфологическим особенностям его, так и на основании состава (уранинит пегматитового типа, содержащий 2,7% ThO_2) и абсолютного возраста (1680—1950 млн. лет).

Аутигенные минералы в цементе конгломерата представлены большой частью золота (кристаллики, тончайшие проволочки, неправильные агрегаты), небольшой частью уранинита (мелкие вторичные кристаллики, окружающие зерна кластогенного уранинита или скопления тухолита), тухолитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, реже кобальтином, арсенопиритом, пентландитом, герсдорфитом, линнеитом, альгодонитом, миллеритом, а также кальцитом, турмалином и рутилом. Местами урансодержащие углеродистые соединения (тухолит) резко обогащены также золотом. Аутигенное золото цементирует зерна пирита и других сульфидов, хромита, циркона и уранинита (У. Либенберг, 1959; Ramdor, 1955).

Зерна золота как кластогенного, так и аутигенного типа, очень мелки (от 100 до 1 *мк* в поперечнике). Содержание золота в эксплуатируемых рифах составляет 7—20 *г/т*, содержание U_3O_8 изменяется от следов до 0,4%, в среднем — 0,03%.

Описанные особенности золота и присутствие в конгломератах уранинита, минерала относительно хрупкого, аллювиальные россыпи которого до недавнего времени были неизвестны, побудили некоторых исследователей (Graton, 1930; Davidson, 1954), рассматривать Витватерсранд по существу как гидротермальное месторождение. Золото и уран, по их мнению, привнесены в древнюю россыпь гидротермальными растворами, поступавшими с глубин либо распространявшимися по напластованию, смешиваясь с водами поверхностного происхождения, в период глубокого погружения мощной толщи отложений верхнего докембрия.

Как видим, гипотеза гидротермального или частично гидротермального происхождения Витватерсранда основывается на предположениях, что морфология золота не позволяет считать его кластогенным, а уранинит не способен образовывать аллювиальные россыпи. Какие-либо геологические факты, доказывающие наличие гидротермального рудо-

образования, отсутствуют. Напротив, представление о том, что месторождение представляет собой древнюю россыпь, испытавшую незначительный метаморфизм, опирается на целый ряд геологических фактов. Рассмотрим важнейшие из них.

В толще пород верхнего докембрия, общей мощностью до 12 *км*, золото и уранинит в промышленных количествах содержатся только в немногих слоях конгломератов, которые находятся на нескольких стратиграфических уровнях. В конгломератах золото распределено неравномерно. Обычно обогащена подошва пласта, при этом выделяются насыщенные золотом струи или ленты шириной в 15—300 *м* и длиной в 500—1500 *м*, расположенные внутри пластов конгломерата, параллельно или веерообразно. Направление золотоносных струй совпадает с направлением наклона длинных осей галек конгломерата и косой слоистости (Reinecke, 1927). Следовательно, обогащенные золотом струи в конгломерате — образование сингенетическое, обусловленное тем же движением водного потока, что и ориентировка галек и косая слоистость.

Кластогенными тяжелыми минералами, золотом и уранинитом наиболее обогащены базальные рифы каждой из трех систем. В Доминион-рифе (система Витватерсранд) распространение этих минералов наиболее равномерно. Горизонт Доминион-рифа образован прибрежно-морскими отложениями. В рифах пачек Вентерсдорпконтакт (система Вентерсдорп) и Блек (система Потчефстром) золотом и уранинитом обогащены только те площади, где базальные горизонты названных систем ложатся с размывом на золотоносные рифы нижележащей системы Витватерсранд. Огромный фактический материал показывает, что почти везде наблюдается хорошая корреляция в содержаниях золота, уранинита и осмистого иридия (Вагнер, 1932; Либенберг, 1959), а кластогенная природа осмистого иридия не вызывает сомнений. Напротив, полностью отсутствует корреляция в распространении золота, уранинита и сульфидов. Концентрация наиболее тяжелых минералов (золото, осмистый иридий) увеличивается в конгломератах с более крупной галькой. После открытия в Пакистане (р. Индус в штате Пенджаб) аллювиальной россыпи уранинита длиной в 80 *км* отпадает предположение, что уранинит слишком хрупкий минерал для того, чтобы концентрироваться в аллювиальных россыпях.

Микроструктура золота Витватерсранда не изучалась. Морфологическая характеристика аутигенного золота на этом месторождении показывает, что оно очень близко к аутигенному золоту четвертичных и мезозойских россыпей изученных нами. Но если в молодых россыпях переотложенное аутигенное золото играет резко подчиненную роль по отношению к кластогенному золоту, то в Витватерсранде оно приобретает необычно широкое распространение. Несмотря на это, сохраняется тот план размещения золота в пластах конгломерата, который возник в эпоху отложения конгломерата и, следовательно, обусловлен первоначальным распределением кластогенного золота. Таким образом, процесс переотложения золота, как и в четвертичных россыпях, не сопровождается сколько-нибудь значительной его миграцией в пространстве. Практически этот процесс приводил к перекристаллизации зерен золота на месте. Лишь в небольшом количестве перешедшее в раствор золото выпадало на агрегатах сульфидов, цементируя их, и восстанавливалось урансодержащими органическими соединениями.

Система Витватерсранд представляет собой типичную молассу, которая возникла за счет размыва поднятия, сложенного менее древним комплексом пород, чем непосредственно подстилающая ее система Свазиланд. Материал последней (монацит с возрастом 3100 млн. лет)

частично входит в состав конгломератов, но средний возраст кластогенного уранинита составляет 1800 млн. лет.

Более молодая вулканогенно-осадочная система Вентерсдорп ложится на систему Витватерсранд уже после того, как последняя испытала метаморфизм. Конгломераты базальных горизонтов систем Вентерсдорп и Потчефстром содержат материал преимущественно нижележащих пород системы Витватерсранд, т. е. они отлагались в условиях выравненного рельефа. Большая мощность отложений этих трех систем не позволяет считать их платформенными, но состав отложений, их слабая складчатость и незначительный метаморфизм показывают, что мы, видимо, имеем дело с своеобразной парагеосинклиналью, заложенной на платформенном цоколе.

Многим напоминает Витватерсранд месторождение Блайнд-Ривер, расположенное близ оз. Гурон на южной окраине Канадского щита. Здесь на гнейсы, зеленокаменные породы и граниты раннего докембрия трансгрессивно ложатся смятые в пологие складки отложения гуронской системы позднего докембрия. Нижняя серия этой системы («Брюс») сложена тиллитоподобными валунными конгломератами, перекрывающими их кварцево-галечными конгломератами, кварцитами и песчаниками. Оруденение приурочено к мелкогалечным конгломератам и фациально замещающим их кварцитам. Породы слабо метаморфизованы, глинистые компоненты цемента превращены в тонкочешуйчатый агрегат мусковита и биотита.

Рудные горизонты месторождения Блайнд-Ривер прослежены по простиранию на 140 *км*. В отличие от Витватерсранда, здесь главным компонентом является уран, а золото встречается на отдельных участках. Кластогенные минералы в цементе представлены амфиболом, эпидотом, апатитом, монацитом, цирконом, магнетитом, гематитом, касситеритом, хромитом, золотом, ураноторитом, аутигенные — вторичным уранинитом, браннеритом, коффинитом, тухолитом, анатазом, рутилом, флюоритом, пирротином, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, марказитом.

Для Блайнд-Ривер типичны овоиды браннерита, возникающие, по Рамдору (Ramdor, 1958), в россыпи при повышении температуры в глубоко погруженных осадках, в результате реакции между уранинитом и титанистыми минералами. Сходные образования встречены и на Витватерсранде, где имеется урансодержащий лейкоксен, возникший за счет какого-то уран-титаната, вероятно, близкого к браннериту (Joubin, James, 1956; Holmes, 1958; Roscoe, Steacy, 1958; Гриффит, Ланг, Робинсон, Роское, Стеси, 1959).

В Бразилии, в близких регионально-тектонических условиях, на восточной периферии древней Бразильской платформы известны золотоносные конгломераты докембрийского возраста в районе Жакобина. Здесь золотоносны базальные слои сланцево-кварцитово-конгломератовой серии.

Пласты мелкогалечных кварцевых конгломератов достигают мощности до 2 *м*. Два пласта конгломератов разрабатывались на золото с XVII в. и характеризовались высокими содержаниями золота, которое представлено мелкими детритовыми зернами и тончайшими включениями вторичного золота в пирите. Уранинит преимущественно образует мелкие зерна вторичного происхождения в пирите.

Названные месторождения в своем геологическом строении имеют много общего. Как правило, золотоносность приурочена к базальным горизонтам конгломератов молассовых формаций позднего докембрия, близкого по возрасту к рифею в понимании советских геологов. Золото-

носными могут быть несколько стратиграфических горизонтов, если явления размыва и накопления конгломератов в процессе общей трансгрессии повторялись.

Характер распределения обломочных минералов тяжелой фракции и золота в Витватерсранде показывает, что здесь сочетаются молассы морского и континентального происхождения. Доминион-риф (базальный горизонт системы Витватерсранд) и Главный-риф, по-видимому, образованы в прибрежно-морских условиях, в то время как многие рифы с параллельным или веерообразным расположением золотоносных струй являются речными отложениями предгорной равнины.

Но конгломераты с промышленными содержаниями золота известны также в других геологических условиях.

Так, в хребте Блэк-Хиллс в Южной Дакоте (США) конгломераты образуют базальный горизонт платформенных отложений верхнего кембрия (ярус дресбах, формация дедвуд), трансгрессивно перекрывающих пенепленизированную поверхность фундамента, сложенного здесь средним докембрием (1400—1600 млн. лет). Мощность горизонта конгломератов с галькой сланцев и других подстилающих пород достигает 30 *м*. Промышленной золотоносностью характеризуются нижние 1,5—2,0 *м* конгломерата, причем наиболее богатое золото приурочено к западинам плотика. Золото явно кластогенное, окатанное, часто в железистой рубашке. Нередки мелкие самородки до 4,5 *г*. Наряду с этим в цементе конгломерата встречаются тонкие пленки и проволочки переотложенного золота. Блэк-Хиллс представляет собой прибрежно-морскую древнюю россыпь.

Золотоносность более молодых конгломератов (например, пермокарбоновых конгломератов Нового Южного Уэльса и Квинсленда в Австралии, пермских — в Богемских горах, меловых и третичных — в США и Австралии) приурочена к молассам краевых прогибов и межгорных впадин различного типа. В молодых конгломератах переотложенное золото не играет существенной роли или вообще отсутствует.

Как уже отмечалось, морские меловые и третичные золотоносные конгломераты Восточной Австралии связаны с аллювиальными и делювиально-элювиальными россыпями соответствующего возраста, сохранившимися в древних долинах, перекрытых потоками базальтов (Dunn, 1929; Эммонс, 1937).

Золотоносность конгломератов в СССР

В СССР крупные месторождения золотоносных конгломератов еще не найдены, хотя в ряде районов установлена или предполагается золотоносность разновозрастных конгломератов и в небольшом объеме из мезозойских конгломератов производилась добыча золота

По возрасту и регионально-тектоническому положению в СССР могут быть выделены следующие важнейшие типы осадочных толщ, содержащих конгломераты, перспективные по своей золотоносности:

1) геосинклинальные молассовые формации краевых прогибов складчатой области байкалид, окаймляющих с юго-запада и юга Сибирскую платформу (отложения рифея в Енисейском кряже, Восточном Саяне, Западном Прибайкалье, Байкало-Патомском нагорье) (Тетяев, 1916; Малых, 1959);

2) платформенные молассовые формации и базальные конгломераты терригенно-карбонатных платформенных формаций на стыке с областью байкальской складчатости или выступами докембрийского фундамента

внутри платформы (нижний кембрий юго-западного и южного края Сибирской эпирифейской платформы вдоль Енисейского кряжа, Восточных Саян, Приморского хребта и Байкало-Патомского нагорья; нижний кембрий на западном склоне Анабарского массива; девон на северо-восточном склоне Тимана);

3) молассовые формации герцинского краевого прогиба Урала (артинские отложения) и герцинской межгорной впадины Кавказа (нижняя пермь);

4) геосинклинальные и парагеосинклинальные молассы области мезозойской (Тихоокеанской) складчатости (верхняя юра и нижний мел) Кручининской котловины близ Читы, мезозой верховьев Онона, верхний мел — третичные (?) Каменского месторождения в Ундинской депрессии, юра — мел Дамбукинского района Верхне-Зейской котловины, мел западной части и мел — третичные северной части Зея-Буреинского амфитеатра, нижняя юра Вилюйской синеклизы (Зверев, 1925), верхний триас верховий Индигирки (Гавриков, 1959, и др.);

5) молассы мезо-кайнозойских межгорных впадин активизированной окраины эпигерцинской платформы (кайнозой Нарынской впадины в Тянь-Шане, юрские и третичные отложения Кузнецкой котловины, юра Рыбинской, Канской и Иркутской впадин, мезозой и кайнозой Верхне-Ангарской и Баргузинской впадин, предположительно — мезозой впадин Алданского щита);

6) молассы краевых прогибов области альпийской складчатости (неоген Восточных Карпат, неоген Дарваза в Таджикской ССР).

В большинстве районов золотоносность конгломератов констатирована единичными пробами и совсем не изучена. Плохо изучены даже те участки, где золото из конгломератов добывалось (Каменское месторождение, Кузнецкая котловина и др.). Специальными геологическими работами предварительно освещены только некоторые особенности золотоносности пермских моласс Кавказа и неогеновых — Таджикистана (Кобилев, 1938; Трушков, 1946; Бурачек, 1933; Попов, 1936; Чедия, 1961—1962).

Для того, чтобы показать различные направления, по которым должны развиваться работы по изучению и прогнозированию золотоносности конгломератов в СССР, кратко остановимся на этих двух районах и зоне южного обрамления Сибирской платформы.

Зона южного обрамления Сибирской платформы (рис. 4) замечательна прежде всего масштабами золотоносности, распространенной в ее пределах. Длина зоны от северной оконечности Енисейского кряжа до окраины Алданского щита в бассейне р. Чары — 2800 *км*. Значительная часть зоны занята районами россыпной золотоносности: Северо- и Южно-Енисейскими, Бирюсинским, Окино-Китойским, Байкальским, Верхоленским, Верхне-Ангарским, Ленским (Бодайбинским). На многих интервалах зоны коренные источники россыпного золота неизвестны, а размещение четвертичных россыпей заставляет предполагать их связь с конгломератами рифейского и нижнекембрийского возраста (Тетяев, 1916; Малых, 1959).

Окаймляющие платформу горные сооружения складчатой области байкалид в основном сложены средним докембрием, по-видимому, представленным эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными фациями. В ядрах крупных антиклинориев эвгеосинклинали местами выходит нижний докембрий («архей» Восточных Саян, Байкала, Муйской глыбы и др.). В периферической, примыкающей к платформе, зоне байкалид расположена серия четкообразных прогибов, выполненных отложениями позднего докембрия — рифея. В Енисейском кряже отложения

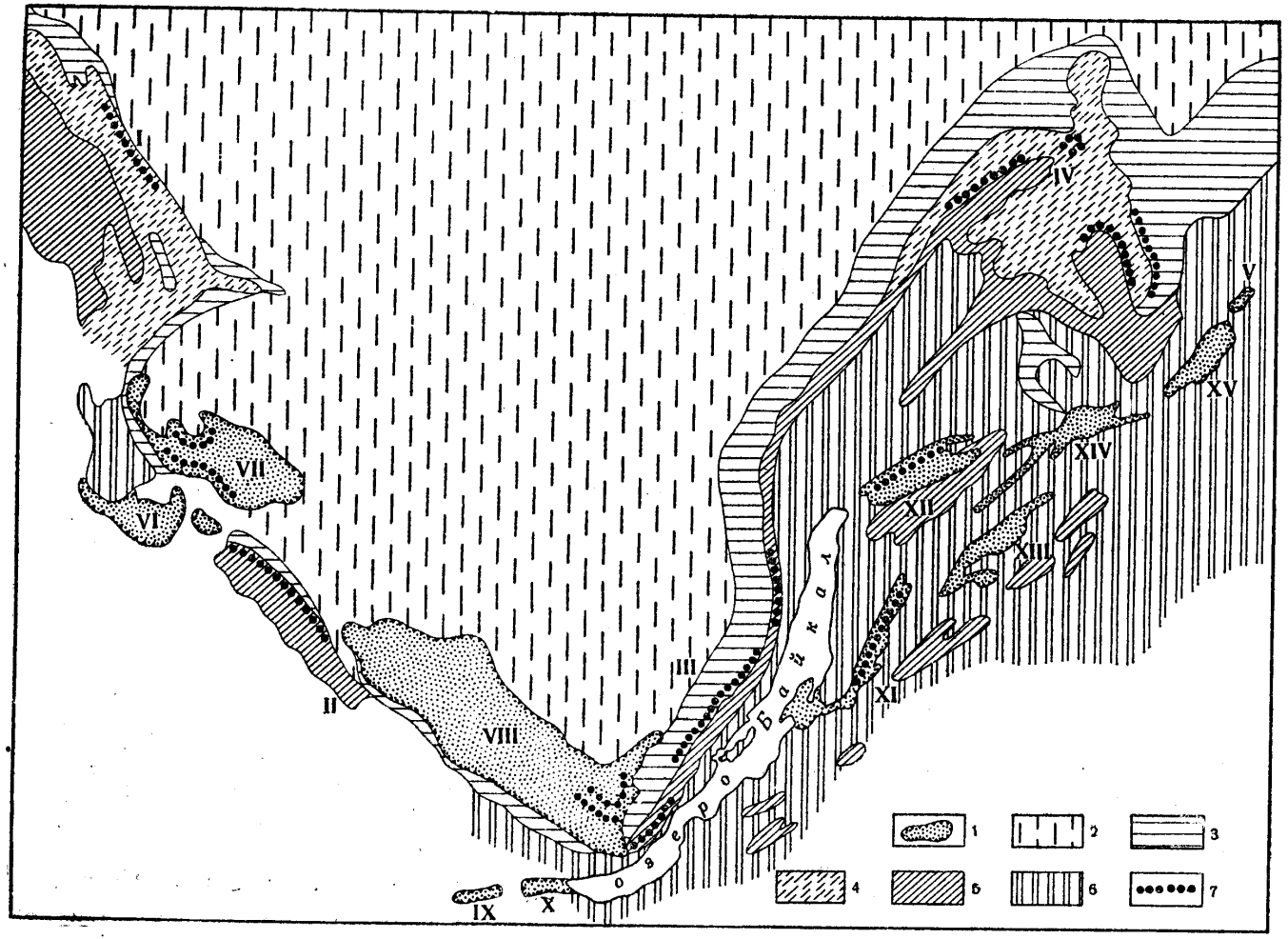


Рис. 4. Схема строения зоны южного обрамления Сибирской платформы

1 — наложенные впадины, выполненные юрскими и кайнозойскими отложениями; *2* — территория эпирифейской платформы; *3* — отложения нижнего кембрия; *4* — отложения верхнего рифея, частично нижнего кембрия (?); *5* — отложения нижнего рифея; *6* — средний и нижний докембрий; *7* — предполагаемые золотоносные конгломераты. Структуры (цифры на карте): *I* — Енисейский кряж; *II* — Восточный Саян; *III* — Западное Прибайкалье; *IV* — Витимо-Патомское нагорье. Впадины: *V* — Рыбинская; *VI* — Канская; *VII* — Иркутская; *VIII* — Торская; *IX* — Тункинская; *X* — Баргузинская; *XI* — Верхне-Ангарская; *XII* — Баунтская; *XIII* — Муйская; *XIV* — Чарская

рифея преобладают, в Восточном Саяне и Западном Прибайкалье зона их распространения сужается, а Витимо-Патомское нагорье почти целиком сложено ими.

Мощность толщи рифея в пределах этой зоны изменяется от 7 до 12 *км*. Разрез толщи характеризуется ритмическим чередованием терригенных (в Восточном Саяне терригенно-вулканогенных) и карбонатных (или терригенно-карбонатных) формаций, каждая из которых охватывает «серию» свит, с мощностью от 2,5 до 4,0 *км* (Келле и Хоментовский, 1960).

Естественно, что золото каледонских коренных месторождений не может находиться в конгломератах рифейского и кембрийского возраста. Между тем, помимо косвенных указаний на возможную их золотоносность (приуроченность четвертичных россыпей к площадям распространения конгломератов), наличие золота в конгломератах доказано опробованием. В верхнерифейских или нижнекембрийских (по мнению исследовавших их геологов) конгломератах Енисейского кряжа содержания золота от следов до 4 *г/т* установлено Л. Ячевским (1903), а в 1933 г. А. С. Потэбня. В верхнерифейских конгломератах баллаганахской свиты на р. Витим содержание золота подтверждено в 1958—1959 гг. рядом проб А. К. Кондратенко.

Широкая миграция золота в докаледонских водных бассейнах этой области доказывается находкой золота в кембрийских гипсах на р. Чаре (Герасимов, 1905). Если золото в древних конгломератах, пока его минералогические особенности детально не изучены, можно при желании считать не кластогенным, а эпигенетическим, гидротермальным, то находка явно сингенетичных выделений золота в породах карбонатно-галогенной формации кембрия подтверждает существование кластогенного золота уже в нижнем кембрии или верхнем рифее.

Но все, что мы знаем до настоящего времени лишь единичные факты. Конфигурация четвертичных россыпей привлекает наибольшее внимание к молассам верхнего комплекса рифея и нижнего кембрия, хотя в восточной части Восточного Саяна и Западном Прибайкалье не исключается также золотоносность конгломератов нижнего комплекса рифея. Имеются недостаточно проверенные сведения о присутствии золота в нижнем комплексе рифея Патомского нагорья (в кевактинской свите серии тепторго).

Еще не выяснен генезис золота, заключенного в терригенных породах (битуминозных филлитовидных сланцах) верхнего рифея или нижнего кембрия Бодайбинского синклинория. Золото в этих породах связано с сульфидами или образует самостоятельные выделения, иногда пленки по сланцеватости. В свое время, В. А. Обручев (1924) и А. П. Герасимов (1905) считали его основным источником питания четвертичных россыпей. Не исключается, что золото в филлитовидных сланцах по своему происхождению является не эпигенетическим, гидротермальным, а сингенетическим, лишь перекристаллизованным и перераспределенным позднейшими процессами. Если подтвердится региональная золотоносность рифейских конгломератов, то это предположение станет наиболее вероятным.

Коренные источники, которые могли бы питать золотом рифейские конгломераты нам еще неизвестны. Они могут быть связаны с породами среднего или нижнего докембрия внутренних частей геосинклинальной области байкалид, но на некоторых этапах развития рифейских миогеосинклинальных прогибов не исключается возможность привноса терригенного материала также с севера (с локальных приподнятых участков цоколя платформы).

Для того, чтобы дать прогнозную оценку золотоносности рифейских и кембрийских конгломератов южного обрамления Сибирской платформы нужно проделать очень большую работу. Необходимо изучить на протяжении свыше 2000 *км* формационные особенности терригенных толщ рифея, выделить внутри этих формаций отложения различного генезиса (прибрежно-морские, дельтовые, аллювиальных равнин, предгорно-пролювиальных и т. д.), установить направления сноса кластогенных минералов и оптимальные условия, в которых могли создаваться повышенные концентрации кластогенного золота. Пример Витватерсранда показывает, что в рифейских, испытавших метаморфизм, отложениях золото может быть в значительной степени переотложенным и очень мелким. Поэтому методика опробования должна предусматривать улавливание частиц золота, измеряемых микронами.

В пределах южного края Сибирской платформы и в зоне байкалид расположено несколько межгорных впадин мезо-кайнозойского возраста: Рыбинская, Канская, Иркутская, Верхне-Ангарская, Баргузинская и др. Заключенные в этих впадинах молассовые отложения, по-видимому, характеризуются региональной золотоносностью (рис. 4). Юрские конгломераты Иркутской впадины бегло изучались М. М. Тетяевым (1916), в 1929 г.— А. А. Родиным, в 1930 г.— М. С. Базжиным, в 1936 г.— Д. С. Коржинским, в 1953 г.— А. Орловой. Но общее количество взятых проб составляет лишь несколько десятков, содержание золота в них не превышает 1 *г/т*. Такие результаты были сочтены неудовлетворительными, и детально конгломераты Иркутской впадины не изучались. Между тем беглое опробование отдельных обнажений той или иной молассовой формации позволяет говорить лишь о наличии или отсутствии рассеянной золотоносности — ореола рассеяния месторождения, которое при этом легко может быть пропущено. Промышленных содержаний золото в конгломератовой толще достигает в пределах отдельных струй, а не во всем объеме того или иного пласта. Поэтому объективная оценка золотоносности толщи конгломератов требует знания закономерностей распределения золота внутри пластов, а это осуществимо лишь при проведении детальных исследований.

В западной части Северного Кавказа золотоносными являются красноцветные отложения нижней перми (Кобилев, 1938; Трушков, 1946), которые достигают мощности 2000 *м* и прослеживаются в виде ряда «массивов» на протяжении 250 *км*, при ширине зоны их распространения до 30 *км*. Конгломераты, присутствующие в базальном горизонте и в верхней половине толщи, содержат плохо окатанную гальку разнообразных пород, привнесенных из зон Главного хребта (с юго-запада) и Передового хребта (с северо-востока). Местами галька почти целиком кварцевая. Среди обломков встречаются также крупные валуны. Песчаниковый с карбонатами и гидроокислами железа цемент местами количественно преобладает над галькой. В зоне распространения конгломератов четвертичный аллювий резко обогащен золотом.

В бассейне р. Большой Лабы по конгломератам было взято 800 бороздовых проб. Содержание золота отмечается примерно в 30% проб. Максимальное содержание в отдельных пробах достигает 69 *г/т*. Однако по валовым пробам содержание свободного и связанного в сульфидах золота составляет всего 0,025—1,540 *г/т*, в том числе около 50% свободного золота.

Пермская красноцветная толща формировалась в узком продольном прогибе, типа лагуны, между зонами Главного и Передового хребтов. Материал конгломератов слабо окатан и плохо рассортирован. Быстрота накопления конгломератов в дельтах горных рек и пролювиальных

конусах выноса способствовала рассеянию золота в толще песчано-галечных отложений. Участки с повышенными средними содержаниями золота работами А. Г. Кобилева не были выявлены. Этот исследователь пришел к правильным выводам, что следующей стадией работы должно стать раздельное изучение золотоносности конгломератов различного петрографического состава, связанных с разными областями сноса. При этом необходимо обратить внимание на более восточные районы распространения пермских отложений, где речные и дельтовые фации отложений, по его мнению, сменяются лагунными, с более совершенной сортировкой материала.

Возможно, что на Северном Кавказе золотоносными являются также конгломераты перекрывающих нижнюю пермь отложений триаса и юры (Трушков, 1946).

Неогеновые конгломераты Дарваза (юго-западного Таджикистана) изучались А. Р. Бурачеком (1933), В. И. Поповым (1936), В. И. Солуном (1958), О. К. Чедия (1961—1962) и др. Они входят в состав крупного золотоносного пояса, расположенного в южных бортах Предпамирского и Предкуэньлунского (на территории Китая) прогибов (Синицын, 1957, 1959). Неогеновые конгломераты этого пояса на протяжении почти 900 *км* служат источником питания золотом многочисленных четвертичных россыпей.

Неогеновые отложения Дарваза относятся к типичной континентальной молассовой формации, мощность которой превышает 5 *км*. А. Р. Бурачек (1933) выделил в составе этой толщи пять свит: бальджуанскую («кирпичную»), хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую (рис. 5). Бальджуанская свита песчано-глинистых красноцветов с прослоями мелкогалечных конгломератов характеризует переход от морского режима в палеогене к континентальному режиму начала неогена и распространена на всей территории Таджикской депрессии; вышележащие свиты все более грубообломочные, вплоть до почти целиком конгломератовой полизакской формировались уже в изолированных прогибах (синклиналях) в условиях быстро развивавшегося тектонического рельефа (Солун, 1938; Чедия, 1961, 1962).

А. Р. Бурачек (1933) и В. И. Попов (1936) отмечали региональное распространение золотоносности в полизакской и частично каранакской свитах. По данным О. К. Чедия (1962), золотоносны не только эти две свиты, но и верхи нижележащей тавильдаринской. Встречаемость золота в протолочках из цемента конгломератов (от общего количества протолочек) наиболее высока в полизакской свите, где в Обимазарской синклинали она составляет 50%, в Сафетдаринской синклинали — 24%, в Джаридиридинской мульде — 30%.

В Сафетдаринской синклинали мощность золотоносной преимущественно конгломератовой толщи превышает 1000 *м*, а площадь ее распространения достигает 220 *км*^{2}. Толща, вскрытая рельефом на всю мощность, залегает с углами падения 0—15°. Гальку от 5 до 40% составляют кислые магматические породы, кроме того, присутствуют мезозойские и палеозойские осадочные породы расположенного юго-восточнее Дарвазского хребта. В древности (X—XI вв.) Дарваз являлся районом интенсивной золотодобычи. Как установил А. Р. Бурачек (1933), древние штольнеобразные выработки, из которых отдельные достигают в длину 100 *м*, в долинах р. Сафет-Дара и Бомовле приурочены к определенным горизонтам конгломератов каранакской и полизакской свит. Две пробы, взятые из древней штольни в долине Сафет-Дара над кишлаком Дара-и-пагмак, показали содержание золота в цементе конгломерата 0,6 и 11,2 *г/т*, а в гальке — 0,4 *г/т* и следы.

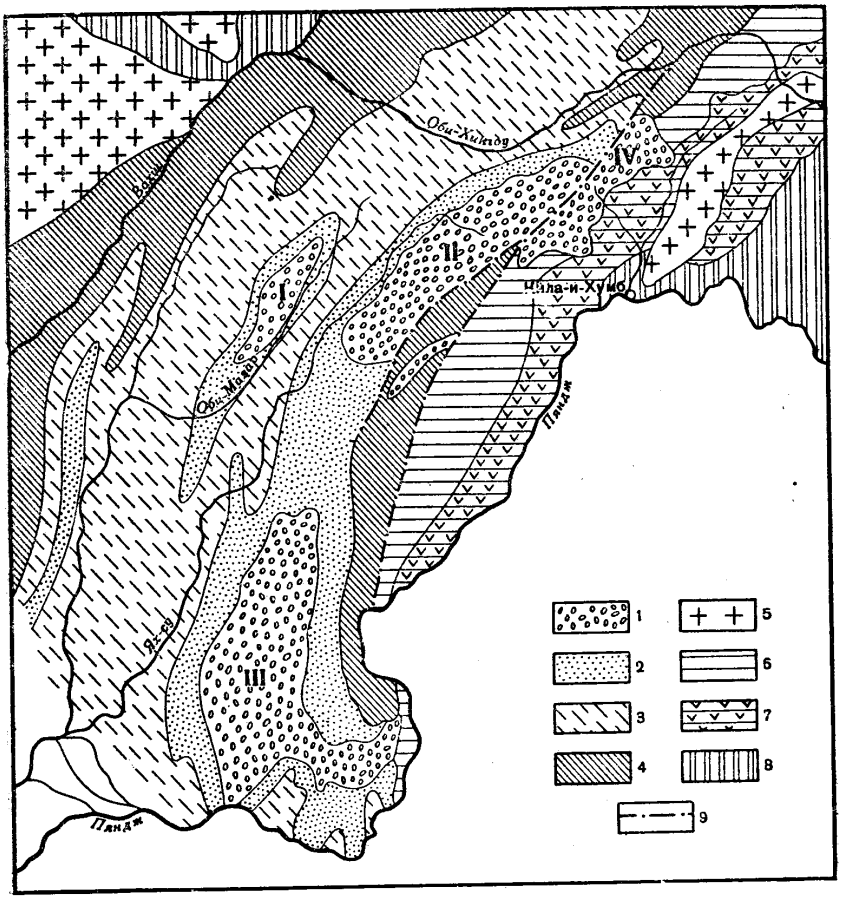


Рис. 5. Схема строения Юго-Западного Таджикистана

1 — конгломераты полизакской и каранакской свит неогена; *2* — тавильдаринская свита неогена; *3* — хингоуская и бальджуанская свиты; *4* — палеоген и мезозой, нерасчлененные; *5* — гранитоиды среднего и верхнего палеозоя; *6* — пермские отложения; *7* — золотоносная осадочно-вулканогенная толща верхнего палеозоя; *8* — нижний палеозой; *9* — крупные разломы

В дальнейшем работами О. К. Чедия, проведенными в 1954—1958 гг., и Я. Р. Меламеда — в 1959—1961 гг., было показано, что неогеновые конгломераты, отлагавшиеся в обособленных прогибах — синклиналях, связаны с локальными областями сноса. Все же общим источником золота для них являются палеозойские осадочно-вулканогенные толщи Дарвазского хребта, золотоносность которых установлена в ряде пунктов.

Конгломераты полизакской свиты, по данным этих исследователей, несогласно перекрываются молассоподобными валунно-галечными отложениями нижнечетвертичного возраста, которые в ряде случаев лежат на современных водоразделах, тоже золотоносны и разрабатывались в X—XI вв. (плато Даштако в бассейне Сафет-Дары, плато Килимба в бассейне Сары-Оба). По устному сообщению Б. Л. Кошелева, золото нижнечетвертичных галечников, по сравнению с золотом, поступающим в четвертичные россыпи из неогеновых конгломератов, отличается бо́льшей крупностью и более высокой пробой.

Работы, проведенные до настоящего времени по конгломератам Дарваза, также не позволяют дать прогнозную оценку их золотоносности. Горизонт, вскрытый древними выработками (надо думать, что рудокопы X—XI вв. разрабатывали участки конгломерата, содержавшего не меньше 4—5 *г/т* золота), из которого взяты две пробы А. Р. Бурачеком, остался неизученным. Исследования О. К. Чедия характеризуют лишь общий ореол рассеяния золота в тавильдаринской, каранакской и полизакской свитах. Технология применявшегося опробования (протолочки, промываемые в лотке) не обеспечивала улавливания всего тонкодисперсного золота, а также золота, связанного в сульфидах и гидроокислах железа. Поэтому действительные содержания золота в конгломератах, даже в пределах ореола рассеяния, могут оказаться выше, чем это представляется сейчас.

Надо помнить, что в Витватерсранде, при общей мощности толщи отложений, содержащих рассеянное золото, в 6000—8000 *м*, суммарная мощность промышленных горизонтов не превышает 3—4 десятков метров, а внутри пластов золото распределено также неравномерно («струи» или «ленты»). Поэтому методика даже рекогносцировочных исследований, не говоря уже о поисках, должна сочетать изучение ряда опорных разрезов вкрест простирания свиты золотоносных конгломератов с детальным прослеживанием отдельных пластов по простиранию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видим, конгломераты, в которых возможны промышленные концентрации золота, распространены в СССР очень широко. Планомерному изучению они еще не подвергались. Наличие в конгломератах ряда районов весьма крупных запасов золота почти не вызывает сомнений. Но еще совершенно не выяснены закономерности распределения золота в конгломератах, условия, в которых появляются его промышленные концентрации и поисковые признаки, позволяющие выделять площади с наличием таких концентраций.

Поэтому нужно рекомендовать широкое развертывание исследований золотоносности конгломератов с такими главными методическими направлениями:

1) изучение палеотектоники районов распространения толщ золотоносных конгломератов, на основе детальной характеристики формационных особенностей этих толщ;

2) детальное петрографо-минералогическое изучение парагенезов пород, включающих конгломераты, с оконтуриванием терригенно-минералогических провинций конгломератов и соответствующих им областей сноса;

3) изучение золота конгломератов, его морфологии, микроструктуры и химического состава, в сопоставлении с золотом коренных источников областей сноса; выяснение характера распределения золота в конгломератах и факторов, определяющих образование промышленных концентраций;

4) на основе синтеза результатов перечисленных исследований — создание карт прогноза в масштабах 1 : 500 000 для крупных регионов и 1 : 100 000 для наиболее перспективных районов.

Обязательное условие исследований — изучение опорных разрезов золотоносных свит вкрест простирания, с детальным прослеживанием по простиранию наиболее перспективных пластов и горизонтов. Выявление закономерностей распределения золота должно основываться на массовом золотометрическом опробовании, обеспечивающем учет тонко-

дисперсного и связанного в сульфидах и гидроокислах золота. Там, где пласты конгломерата, по данным золотометрии, обогащены золотом, следует отбирать пробы — протолочки увеличенного веса, позволяющие выделить достаточное количество золота для его микроскопического и химического изучения.

В районах южного обрамления Сибирской платформы первоочередными объектами исследования должны быть молассовые формации верхнерифейского, нижнекембрийского и юрского возраста.

В отложениях верхнего рифея (нижнего кембрия?), помимо моласс, внимание исследователя должны привлечь битуминозные филлиты («черные глинистые сланцы») Бодайбинского синклинория, так как генезис содержимого в них золота весьма проблематичен. Изучение золотоносных конгломератов и питающих их провинций должно создать необходимые предпосылки для решения и этой проблемы.

Платформенные отложения нижнего кембрия Иркутского амфитеатра исключительно благоприятны для прослеживания миграции золота не только в молассах, но также в фациально замещающих молассы красноцветных терригенных и карбонатно-галогенных формациях. Проблема возможного повышения кларка золота в эвапоритах (Харитонов, 1937) может быть хорошо освещена на материале этого региона. Полезно выяснить содержания золота также в распространенных здесь фосфоритоносных отложениях (рифей, ордовик), так как близкое к золоту серебро концентрируется в подобных породах (Mc. Kevey a. oth., 1953).

Серьезного изучения заслуживает проблема связи россыпеобразования с древними корами выветривания. Подходить к этой проблеме следует в двух аспектах — палеотектоническом и минералого-геохимическом, подвергнув углубленному изучению само золото, заключенное в породах кор выветривания, связанных с ними элювиально-делювиальных, русловых аллювиальных и, наконец, озерных или морских прибрежных россыпей.

По-видимому, некоторый материал для освещения этой проблемы могут дать рифейские толщи Восточных Саян, где бокситоносные отложения Боксонского района приурочены к границе между нижним и верхним рифеем. Наиболее благоприятными объектами исследования, в свете данной проблемы, являются мезозойские элювиально-делювиальные россыпи Енисейского кряжа (Рожков, 1945) и юрские золотоносные конгломераты Канской впадины, два члена фациального ряда, промежуточные и конечные звенья которого могут быть здесь обнаружены и изучены.

Большого внимания заслуживают также неогеновые отложения юго-западного Таджикистана. Региональное распространение рассеянной золотоносности в них доказано по сравнению с другими районами наибольшим количеством фактического материала. Горизонты с древними выработками убеждают в том, что на фоне этой рассеянной золотоносности могут быть выделены участки с промышленными концентрациями металла. Прекрасная обнаженность района дает возможность проследить золотоносные горизонты конгломератов по простиранию, ограничиваясь минимальными объемами горных работ, и детально осветить закономерности распределения золота внутри слоя породы.

Неоген юго-западного Таджикистана позволяет изучить соотношение деллювиальных накоплений типа сухих дельт с русловым аллювием и размещение кластогенного золота в этих фациальных условиях. В данном районе наиболее четко выделяются питающие провинции области сноса с коренными источниками золота. Поэтому здесь особое внимание

должно быть уделено сопоставлению золота коренных источников, неогеновых конгломератов и четвертичных россыпей, питающихся золотом за счет неогеновых конгломератов.

Если подтвердится предположение о большей крупности и более высокой пробе золота в некоторых четвертичных россыпях и древнечетвертичных водораздельных галечниках по сравнению с золотом неогеновых конгломератов, то встанет вопрос о том, какие процессы могли вызвать укрупнение и повышение пробы золота в коренных месторождениях общей для неогена и четвертичного периода области сноса на рубеже этих двух периодов.

Количество перспективных регионов в СССР не ограничивается рассмотренными. Осуществление исследований указанного направления в нескольких регионах приведет нас к более глубокому пониманию основных закономерностей металлогении золота и позволит выявить крупные месторождения золота нового для нашей промышленности типа.

ЛИТЕРАТУРА

Альбов М. Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.

Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеолтехиздат, 1960.

Берг Г. Геохимия полезных ископаемых. ОНТИ, 1933.

Бурачек А. Р. Золотоносные конгломераты Дарваза. В сб.: «Таджикская комплексная экспедиция, 1932 г.» Госхимтехиздат, 1933.

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Цветметиздат, 1932.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 1, вып. 2. Химтехиздат, 1927.

Вялухин Г. И. О роли тектоники в образовании и размещении мезозойских россыпей на восточном склоне Северного и Приполярного Урала. В сб.: «Закономерность размещения полезных ископаемых», т. 4. ГНТИ, 1960.

Гавриков И. С. О золотоносности триасовых конгломератов.— Труды ВНИИ-1, серия геол., 1959, 14.

Герасимов А. П. Геологические исследования золотоносных областей. Ленский золотоносный район, вып. 3. Изд. Геолкома, 1905.

Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. В сб.: «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии благородных металлов.— Информ. бюлл. ГОНТИ, 1938.

Гриффит Д., Ланг А., Робинсон С., Роское С., Стеси Х. Типы м-ний радиоактивных минералов в Канаде. В сб.: «Геология атомного сырья». Атомиздат, 1959.

Дю-Тойт. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Жилинский Г. Б. О древних россыпях Центрального Казахстана.— Разведка и охрана недр, 1956, № 10.

Зверев В. Н. Условия золотоносности Вилюйского района.— Изв. Геол. ком., 1925, № 5.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.

Ивенсен Ю. П. Опыт изучения морфологии и микроструктуры золота.— Труды треста «Золоторазведка» и «Нигризолото», ОНТИ, 1938, вып. 10.

Келлер Б. М. и Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделения. В сб.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Госгеолтехиздат, 1960.

Кобилев А. Г. Пермские золотоносные конгломераты Северного Кавказа.— Материалы Азовско-Черноморского геол. упр., сб. 3, Ростовский Облиздат, 1938.

Кожевников М. Г. К вопросу о роли химических агентов в обогащении старых приисковых отвалов.— Труды треста «Золоторазведка», 1935, вып. 1.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1959.

Лаговский А. Опыт добычи и обработки золота в Енисейском округе.— Горный журнал, 1889, кн. 1.

Либенберг У. Условия залегания и теория происхождения урановых минералов и золота в рудах Витватерсранда. В сб.: «Геология атомного сырья». Атомиздат, 1959.

Малых В. С. К вопросу о золотоносности кембрийских конгломератов Ленского района.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 5 (26). Иркутск, 1959.
Масленицкий И. Н. Тонковкрапленное и рассеянное золото в сульфидных рудах.— Золотая промышленность, 1939, № 12.
Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4, ГНТИ, 1960.
Обручев В. А. Олекминско-Витимский золотоносный район.— Библ. Горного журнала, 1924, № 1.
Обручев В. А. Рудные месторождения. Госгеолнефтеиздат, 1934.
Павловский Е. В. Поздний докембрий Западного и Восточного Забайкалья. В сб.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Госгеолтехиздат, 1960.
Переляев А. П. Золото в некоторых гидротермальных месторождениях Урала.— Труды ГГИ УФАН СССР, 1948, вып. 12.
Переляев А. П. Критерий для определения возраста золотоносных россыпей.— Труды ГГИ УФАН СССР, 1953, вып. 20.
Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота. В сб.: «Материалы по геологии золота и платины», вып. 3. Главспеццветмет, 1947.
Петровская Н. В., Фасталович А. И. Изменения внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
Полдерварт А. Химия земной коры. В сб.: «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит., 1957.
Попов В. И. Полезные ископаемые Южного Таджикистана.—Материалы Таджикской компл. экспед., 1936, вып. 28.
Попов В. С. О золотоносности мезозойских конгломератов в системе р. Нарына.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. В сб.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
Рожков И. С. Мезозойские россыпи Среднего и Северного Урала. Металлургиздат, 1945.
Рожков И. С. О мезозойских россыпях Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
Синицын В. М. Северо-Западная часть Таримского бассейна. Изд-во АН СССР, 1957.
Синицын В. М. Центральная Азия. Госгеографиздат, 1959.
Солун В. И. Тектоника Яхсуйской депрессии.— Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, 1958, вып. 2 (26).
Тетяев М. М. К геологии Западного Прибайкалья.— Материалы по общей прикладной геологии, 1916, вып. 2.
Трушков Н. И. Золотоносные конгломераты Северного Кавказа.— Горный журнал, 1946, № 7—8.
Тушинская К. И. Содержание золота в мути с промывочных приборов треста Ленсолото.— Золотая промышленность, 1939, № 4—5.
Федоров Б. М. О мезозойских россыпях в Учалинском районе на Южном Урале.— Разведка недр, 1947, № 1.
Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 4. ОНТИ, 1940.
Харитонов П. А. Осадочные месторождения золота как химическая проблема.— Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
Чедия О. К. К геологии золотых россыпей Южного Таджикистана.— Изв. ОГГН АН Тадж. ССР, 1961.
Чедия О. К. и Теплова Г. А. Минералогическая характеристика кайнозойских моласс Придарвазья. В сб.: «Новейший этап геол. развития территории Таджикистана», 1962.
Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. ОНТИ, 1935.
Щербина В. В. Использование редокс-потенциала для изучения парагенезиса минералов.— Докл. АН УССР, 1939, 22.
Ячевский Л. Условия золотоносности Северо-Енисейского горного округа. В сб.: «Геологические исслед. в золотоносных областях Сибири», вып. 4. Изд. Геолком, 1903.
Cissarz A. Quantitativ-spectralanalytische Untersuchung eines Mansfelder Kupferschieferprofils.— Chem. Erde, 1930, 5.
Davidson C. F. The gold uranium ores of the Witwatersrand.— Mineral. Mag., 1954, 30.
Deans T. The Kupferschifer and associated lead zinc mineralization in the Permian of Silesia Germany and England.— Rpt. 18th Internat. Geol. Congr., pt. 8, 1948.

Dunn E. J. Geology of Gold. London, 1929.
Emmons W. H. Gold deposits of the world. N. Y., 1937.
Fischer M. S. Origin and composition of alluvial gold.— Inst. Min. and Bull., 365, 366, 367, 369, 370, 1935.
Fischer M. S. The fineness of gold with special reference to the Morobe goldfield. New Guinea.— Econ. Geol., 1945, **40**.
Freise F. W. The transportation of gold by organic underground solutions.— Econ. Geol., 1931, **26**, № 4.
Goldschmidt V. M. Über die Anreicherung seltener Elemente in Steinkohlen.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math. phys., 1933.
Goldschmidt V. M., Krejci Graf K., Witte H. Spuren Metalle in Sedimenten. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 1948, **2**.
Graton L. C. Hydrothermal origin of the Rand Gold Deposits.— Econ. Geol., 1930, **25**, № 3.
Holmes S. W. The Uranium bearing conglomerates of the Blind River Algoma Area.— Canad. Mining J., 1958, **79**, N 4.
Joubin F. R., James D. Uranium deposits of the Blind River District Ontario. Mining Engng. Mag., 1956, **6**.
Mc Kevey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. The Permian phosphorite Deposits of western US. Compt. Rend. Congr. Géol. Internat., F. XI, 1953.
Proctor P. D. Geology of the Silver Reef mining district Utah.—Utah Geol. and Min. Surv. Bull., 1953, **44**.
Ramdor P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrand Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, 1955, **5**.
Ramdor P. «Pronto-Reaktion» Neues Jahrb. Mineral., 1958, № 3.
Reinecke L. The location of payable ore bodies in the goldbearing reefs of the Witwatersrand.— Trans. Geol. Soc. South. Africa, 1927, **30**.
Roscoe S. M., Steacy H. Geology and radioactive deposits of the Blind River Region Ontario. A Conf. Canada, 1958.
Sandell E. B., Kuroda P. K. Geochemistry of Molibdenum. Geochim. et cosmochim. acta, 1952, **6**.
Stone R. W. Coal near the Black Hills.— US. Geol. Surv. Bull., 1912, **499**.
White W. S. The copper shales of Germany and Michigan.— Econ. Geol., 1953, **48**.

В. К. Чайковский

ЗОЛОТО В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

В развитии горной промышленности нашей страны и за рубежом в последнее время наметилась определенная и все более прогрессирующая тенденция к росту относительного и абсолютного значения руд осадочного происхождения. Эта тенденция обусловливается прежде всего непрерывно растущей добычей важнейших руд (титана, ванадия, лития, германия, стронция, рубидия, галлия, селена и др.) из месторождений главным образом осадочного происхождения. Однако дело не только в этом.

Представляется почти несомненным, что в прошлом наиболее важные для человека металлы (медь, олово, свинец, цинк, серебро) добывались главным образом из магматогенных месторождений, где концентрации их были гораздо выше, чем в месторождениях осадочного происхождения. Неудивительно, что и наука о рудных месторождениях развивалась преимущественно по линии изучения магматогенных и вначале особенно жильных месторождений.

С течением времени богатые по содержанию рудные жилы вырабатывались, тогда как потребность в металлах росла. Естественно, возникла необходимость вовлечения в эксплуатацию более бедных, но обладающих большими запасами месторождений. К таким в первую очередь относится ряд месторождений осадочного генезиса, содержащих медь, кобальт, уран, полиметаллы, а также другие элементы, получившие громадное народнохозяйственное значение.

Рост удельного веса месторождений осадочного происхождения повышает интерес к условиям образования осадочных пород, что в свою очередь способствует открытию новых месторождений осадочного генезиса. Причина и следствие оказываются взаимосвязанными, облегчая прогресс в области познания и освоения осадочных рудных месторождений.

В связи с прогрессом в науке о рудных месторождениях сейчас все чаще высказываются взгляды о более существенной роли осадочных руд в общем балансе запасов рудного сырья, чем предполагалось раньше. В каждом новом руководстве по рудным месторождениям все больше внимания и места отводится месторождениям именно осадочного генезиса. Рост значения осадочных руд в экономике страны происходит за счет не только открытия новых, но и перевода некоторых, ранее известных месторождений из группы магматогенных в группу осадочных (Бетехтин, 1955, стр. 508).

Но оказывается, что и это еще не все. Существует ряд месторождений, связанных с магматической деятельностью, которые все же

не могут считаться магматогенными в полном значении этого слова. Дело в том, что магматические эманации далеко не всегда сами являются источником всех минеральных веществ, содержащихся в рудных месторождениях. Часто они извлекают ту или иную часть минеральных компонентов, в том числе металлов, из вмещающих пород и переотлагают их в иных формах, парагенезисах и концентрациях в новых рудных образованиях. Д. С. Коржинский (1958) допускает, что путем переотложения в жильных телах могут накопляться многие металлы, первоначально содержавшиеся в осадочных породах. «В состав жильных и рудных минералов,— говорится в упомянутой работе,— осаждающихся в стадию понижающейся кислотности, входят как компоненты, выщелоченные из боковых пород, так и компоненты, вынесенные из магмы». И в самом деле, многие из геологов и в том числе автор, допускают, что вынос металлических компонентов из магмы происходил в виде газовых соединений или летучих веществ. Газы, поднимавшиеся из магмы и являвшиеся первичными агентами переноса металлических компонентов, очевидно, могли заимствовать и переотлагать аналогичные соединения из пород, вмещающих магматические и рудные тела. То же в сущности относится и к растворам метаморфогенного характера, возникающим вне непосредственной связи с магмами. Из числа компонентов, привнос которых в рудные тела возможен за счет выщелачивания из боковых пород, Д. С. Коржинский исключает только олово и вольфрам, т. е. металлы, пространственно и генетически тесно связанные с магматическими источниками минерализации и отлагаемые наиболее высокотемпературными растворами, не уходящими далеко от рудогенерирующей магмы.

Таким образом, происхождение определенной части жильных месторождений может быть связано с элементами как магматического, так и осадочного прихождения. Выражаясь несколько фигурально, можно сказать, что граница между рудными месторождениями магматического и осадочного генезиса представляет не резко выраженную линию, а некоторую зону, в пределы которой попадает целая группа переходных месторождений, образованных за счет магматической деятельности и металлоносности осадочных пород. Эта группа, возможно, заслуживает специального названия.

Да и в полном смысле слова магматогенные месторождения проявляются в результате деятельности не изолированных от окружающих пород магм, своего рода «вещей в себе», а таких, которые теснейшим образом связаны и взаимодействуют с вмещающими породами. Вряд ли можно целиком отвергать идею «ассимиляционной специализации» магм, если все более подтверждаются факты образования магм в результате плавления осадочных пород. Неоднократно и уже длительное время обращалось внимание на то, что в осадочных породах зачастую не меньше, а больше, чем магматических, содержится таких компонентов, которые до сих пор мы продолжаем считать «чисто» магматогенными. Иначе говоря, упомянутая выше «зона» переходных месторождений еще более расширится, если отнести к ней также месторождения, генетически связанные с магмами, образованными за счет переплавления осадочных и осадочно-вулканогенных толщ с содержащимися в них металлическими элементами.

Так, постепенно сужается круг рудных месторождений, которые можно было бы безоговорочно считать магматогенными, и расширяется группа рудных месторождений вполне или частично осадочного происхождения. Это особенно справедливо для месторождений металлов, связь которых с магматическими телами прослеживается далеко не

всегда и не с достаточной определенностью. К таким металлам относится и золото, характеризующееся большой способностью к рассеянию и чрезвычайно неясной связью с магматическими источниками. Генетическая связь месторождений золота с магмой не всегда устанавливается даже и в том случае, когда месторождение располагается в теле изверженных пород.

Поражает и то обстоятельство, что по современным подсчетам около 50% мировых запасов золота содержатся в коренных месторождениях, происхождение которых большинство геологов считает осадочным. В настоящее время эти месторождения обеспечивают около половины всей золотодобычи в мире.

Возможности расширения перспектив коренных месторождений осадочного генезиса, по-видимому, значительны. Кроме Южной Африки, известны золотоносные конгломераты Канады и Бразилии. В СССР давно установлены древние россыпи золота и некоторые из них эксплуатируются.

Начиная с 1956 г. мы неоднократно обращали внимание (Чайковский, 1956) на зональное распределение различных типов рудных месторождений в геосинклиналях. Отмечалось также, что месторождения золота тяготеют к окраинным зонам геосинклиналей, т. е. располагаются по окраинам платформ либо невдалеке от них. Естественно предположить, что такая связь не случайна. Размыв золотоносных провинций должен был насыщать золотом отлагавшиеся по их окраинам терригенные осадки, золотоносность которых не могла не отразиться на металлогеническом облике окраинных зон.

Здесь нам приходится обратиться к некоторым геохимическим особенностям золота. С большим сожалением следует признать, что наука в области генезиса и поведения золота в осадочных и жильных породах развивается крайне медленно, и в настоящее время мы знаем не многим больше, чем лет 50 назад. Особенно недостает экспериментальных данных, без которых вряд ли можно надеяться на существенный прогресс в разрешении поставленных вопросов.

Вот, например, что писал К. И. Богданович (1913) о золоте в осадочных породах: «Золото месторождения Хомстэк (штат Южная Дакота. — *В. Ч.*), подчиненного альгонкским слоям и другие в той же местности, представляющих эпигенетические залежи среди известняков, происходит за счет как минерализации еще времени докембрия, так и выщелачивания из окружающих пород; последнее происходило, вероятно, при участии этих эманаций, которые были связаны с влиянием интрузий. Присутствие плавикового шпата в таких золотоносных залежах может говорить отчасти в пользу такого предположения».

Золото Хомстэка проявилось в конгломератах кембрийского основания, залегающих непосредственно на альгонкских кристаллических сланцах. Это золото, по К. И. Богдановичу, значительной частью обломочного происхождения и получилось, очевидно, от разрушения тех зальбандов и жил, которые находятся в слоях докембрия. Другая часть золота представляет химический осадок из сернокислого раствора, возникшего от окисления колчеданов. Из раствора золото отложилось в виде тончайших пленок по трещинкам и на плоскостях сланцеватости в нижних сланцах (Обручев, 1935).

В известных руководствах К. И. Богдановича и В. А. Обручева приводятся также доказательства к пользу образования золотосодержащих растворов даже в самых верхних частях земной коры. Отмечается ряд случаев проявления золотосодержащих колчеданов в

россыпях, причем колчеданы образуются на растительных остатках, сохранившихся в россыпи. Содержание золота в таких колчеданах достигает 46,1 *г/т*.

Игльстон показал многочисленными опытами, что органические соединения, которые встречаются в речной и грунтовой воде, могут восстанавливать металлическое золото из растворов.

Представляется, что присутствие в осадочных породах сингенетического с процессами осадконакопления, или, для краткости, седиментогенного золота, пожалуй, вряд ли вызывает сомнение. Попытаемся выяснить, в каком виде и в каких фациально-генетических условиях оно отлагается и какие, следовательно, типы золотоносных концентраций могут в этих условиях создаваться.

При разрушении коренных месторождений золото, увлекаемое силой тяжести, начинает вместе с другим обломочным материалом свое движение к наиболее пониженным элементам поверхности. На своем пути золотины бесконечно долгое время подвергаются истиранию среди находящихся в постоянном движении валунов, гальки, песка, гравия и более мелких частиц. Весь этот процесс разрушения и движения под действием различных денудационных сил П. А. Харитонов (1936) уподобляет работе колоссальных шаровых мельниц, действующих весьма долгое время. По мере развития процесса, в зависимости от варьирующих условий разрушения и переноса, образуются самые различные по форме золотины размером от крупных обломков до коллоидных частиц, способных переноситься в воде на большие расстояния («пловучее золото»). Способность к переизмельчению играет первостепенную роль в геохимии золота. Она обусловливает его чрезвычайное рассеяние в самых разнообразных породах земной коры. Напомним, что средняя продолжительность жизни золотых изделий, находящихся в постоянном пользовании, составляет, по В. И. Вернадскому (1908), примерно несколько тысяч лет, после чего эти изделия прекращают свое существование, распыляясь в пространстве. В то же время тонкое распыление, при повышении температуры и, вероятно, некоторых других условиях, чрезвычайно облегчает способность золота концентрироваться в зерна (Нифонтов, 1959).

Стойкость золота против химических агентов выветривания обеспечивает ему возможность концентрации в рыхлых обломочных отложениях и образования сингенетичных россыпных месторождений. Такие россыпи образуются иногда буквально на наших глазах, о чем свидетельствуют примеры восстановления золотоносности песков в косовых россыпях, отвалах и т. д.

В распределении золотоносных месторождений во времени отмечается очень важный факт: наибольшее количество золота концентрируется в докембрийских месторождениях. В докембрии сосредоточено около 61% мировых запасов золота, докембрийские же россыпи содержат не менее 95% мировых запасов россыпного золота. Интересно, что такое же превосходство докембрийских запасов обнаруживают никель, кобальт, платиноиды и другие металлы, месторождения которых генетически связаны с основными и ультраосновными породами и тяготеют к докембрийским платформам.

Необходимо учесть, что приведенной выше цифрой — 61%, взятой из подсчета геологов ВСЕГЕИ, не исчерпываются все запасы докембрийского золота. Как у нас, так и за границей, уже неоднократно высказывалось предположение, что золото позднейших металлогенических циклов частично имеет то же докембрийское происхождение и появилось позднее в результате регенерации. Это предположение

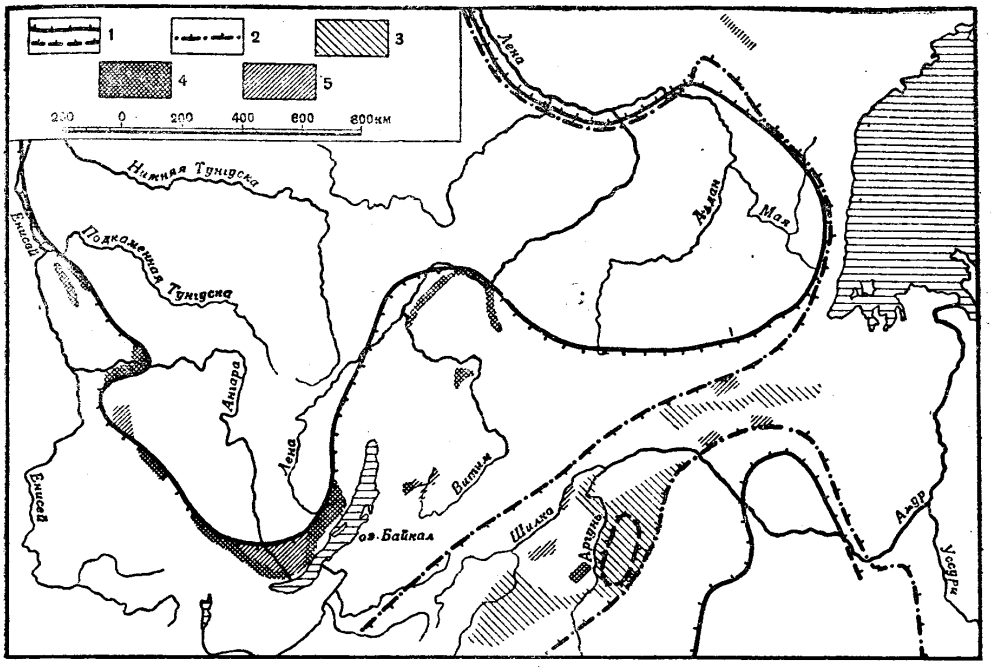


Рис. 1. Схема распространения золотоносных конгломератов по окраинам Сибирской платформы (составил А. А. Степанов)

1 — границы рифейских платформ (действительные и предполагаемые); *2* — граница мезозойских платформ; *3* — территория герцинских складчатых сооружений, переработанных более поздними движениями; *4* — территория проявлений протерозойских и нижнекембрийских золотоносных конгломератов; *5* — территория проявлений мезозойских золотоносных конгломератов

нуждается в проверке, и сейчас трудно определить количественное значение регенерированного золота. Тем не менее совершенно ясно, что запасы докембрийских месторождений намного превосходят запасы всех более поздних месторождений золота, взятых вместе.

Мы не можем не согласиться с М. М. Константиновым и Е. Я. Куликовой (1960), что нижний протерозой содержит (от всех запасов зарубежных стран) около 30% запасов меди, 40% золота, 20% железа, 85% кобальта, крупные месторождения тория и «играет выдающуюся роль в металлогении земной коры не только как коллектор крупных рудных месторождений, но и как субстрат, из которого гидротермы различного возраста и генезиса черпали различные металлы и переоткладывали их в иных структурных горизонтах».

Выше уже обращалось внимание на замечательную приуроченность месторождений золота к окраинам платформенных сооружений (Чайковский, 1961) и особенно к окраинам докембрийских платформ, которые в ряде случаев являются золотоносными провинциями (см. рисунок). На рисунке представлена схема расположения некоторых платформенных структур на востоке Советского Союза и северо-востоке Китая.

На схеме показаны месторождения золотоносных конгломератов. Их освоению никогда не уделялось должного внимания; во всяком случае, открытие подобных месторождений не являлось результатом систематических исследований. Надо полагать, что при ближайшем изучении число их быстро увеличится.

Показанные на схеме расположения золотоносных конгломератов располагаются у самых границ геосинклиналей и платформенных или субплатформенных структур соответствующих геологических циклов. Территориальная связь золотоносности с расположением платформ (щитов) проявляется очень наглядно и приводит к выводу, что золото в фации грубообломочных пород концентрировалось по окраине платформ (щитов) и их антеклиз при разрушении ближайших к береговой линии коренных месторождений. Хорошим примером подобной концентрации служат витватерсрандские золотоносные конгломераты и аналогичные им месторождения Канады, Бразилии (Константинов, Куликова, 1960, рис. 1) [1].

Приведем некоторые данные о металлогении Канадского щита, по М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой (1960). Эти данные интересны еще и тем, что они предполагают определенную аналогию свойств золота и урана, обусловливающих их нередкое сонахождение в осадочной толще.

Канадский рудный пояс располагается вдоль краевой части щита, протягиваясь более чем на 5000 *км* и имея в ширину 100—200 *км*. Здесь добывается 85% золота, 40% серебра, 85—90% меди и близко к 100% никеля, платины, кобальта и урана от общей добычи в Канаде. Характерно полное отсутствие олова.

«Почти от самого Седбери и до Иеллоунайфа на оз. Невольничьем протягивается зона золотых месторождений... Если учесть вполне определенную связь оруденения (Канадского рудного пояса — *В. Ч.*) с областями развития протерозойской складчатости, то можно высказать предположение, что западный сегмент пояса представлял когда-то зону сопряжения архейского ядра с опоясывавшими его с запада и юга складчатыми сооружениями протерозоя. Эта зона характеризовалась развитием крупных разломов, которые в дальнейшем многократно обновлялись».

В зоне золотых месторождений находится район Блайнд Ривер, давно известный благодаря золотоносности протерозойских конгломератов и привлекший к себе особое внимание после открытия в 1948 г. урановой смолки в Онтарио. «Привлечению большого внимания к району Блайнд Ривер значительно способствовало его геологическое и минералогическое сходство с месторождениями Витватерсранда в Южной Америке... Сходство районов Витватерсранда и Блайнд Ривер столь значительно, что не оставляет сомнений в аналогии условий образования их рудных месторождений». Аналогичные условия образования и вещественный состав наблюдаются в золотоносных конгломератах района Жакобина, провинции Байя, по восточному краю Бразильской платформы. «Наряду с большим сходством геологического строения и рудной минерализации золотоносных конгломератов Жакобины с конгломератами Витватерсранда и Блайнд Ривер конгломераты Бразилии отличаются от них низким содержанием урана».

На севере Европы в зоне сопряжения протерозойской складчатости с археем намечается рудный пояс, простирающийся в северной части Швеции и средней — Финляндии. По вещественному составу рудных месторождений, их морфологии, структурному положению оно

[1] Необходимо учесть, что показанные на рис. 1 из книги М. М. Константинова и Е. Я. Куликовой докембрийские платформы по окраинам древнейших щитов являлись краевыми зонами докембрийских бассейнов осадконакопления вокруг антеклиз ранних этапов платформенного развития.

напоминает докембрийские пояса Канады, Южной Африки, Индии и др. (Константинов, Куликова, 1960).

Недавно стала известна золотоносность девонских нефтесодержащих песков по окраине Тиманского массива, где в ближайшем будущем предполагается организовать специальные исследования на золото. Примеры накопления золота в грубообломочной фации по окраинам древних платформ можно было бы продолжить. Однако представляется, что и приведенные данные позволяют сделать вывод о важном практическом значении этих древних (в особенности протерозойских) осадочных месторождений обломочного золота, часто сопровождающегося минералами урана, меди, полиметаллов.

В грубообломочной фации присутствие золота связано главным образом с механическим привносом. Основным фактором образования здесь золотоносных месторождений является наличие коренных месторождений золота, подвергающихся разрушению и сносу с относительно мало удаленных от мест отложения возвышенностей. При большом удалении золото истирается до полного перехода во взвешенное в воде состояние.

«Все свойства металлической решетки, сильная поляризация его ионов в соединениях, исключительная мягкость кристаллов и низкая валентность — все ведет к тому , что механически золото распыляется и очень легко дает коллоидальные растворы» (Ферсман, 1939).

Способность золота к распылению сказывается на фациально-генетических условиях его осаждения и, следовательно, на типе образуемых им рудных концентраций осадочного происхождения. Рассмотрим этот вопрос подробнее. Тонкое измельчение золота сильно активизирует способность золота к переносу и взаимодействию с окружающей средой. Если для осаждения увлекаемых проточными водами крупных золотин при наличии золотоносных месторождений требуется еще и условие их относительной близости к зоне осаждения, то для переизмельченного или так называемого «пловучего» золота последнее условие не столь обязательно.

Однако способность переизмельченного золота к переносу нельзя и переоценивать. Искусственные коллоидальные растворы отличаются нестойкостью и легко коагулируют от разнообразных реагентов. Еще меньшей стойкостью характеризуются истинные растворы золота. Однако морская вода представляет собой естественный раствор, обладающий высокой устойчивостью против выпадения из него золота, и необходимы особые условия для его отложения вместе с другими осадками. Нужно еще сказать, что золото лишь в минимальных количествах переходит в растворы, и потому образование промышленных месторождений хемогенного золота, по-видимому, невозможно. Во всяком случае известные до сих пор древние осадочные месторождения золота связаны всегда с механическим привносом, т. е. являются «ископаемыми россыпями» в широком смысле этого слова.

Вопросу о химизме процессов сингенетического отложения золота посвящена небольшая статья Р. Б. Нифонтова (1960). В ней изложены результаты некоторых, оставшихся, правда, незаконченными, экспериментальных работ по растворению и осаждению золота в естественных условиях и данные о содержании золота в современных и более ранних морских отложениях. На основании полученных данных Р. В. Нифонтов приходит к выводу, что наиболее подходящей средой для осаждения хемогенного золота являются богатые органическим веществом и зараженные сероводородом илистые породы.

Р. В. Нифонтов предполагает, что на контакте морской воды с богатыми органическими примесями илом могло происходить отложение золотоносных минеральных веществ в насыщенной сероводородом восстановительной среде. Представляется, что накоплению золотосодержащих осадков в большой мере мог способствовать непрерывный приток золота с размываемых платформ, повышавший концентрацию в морской воде металла до предела, за которым неизбежно начиналось его осаждение.

В морской воде золото, по-видимому, присутствует в составе золото-хлористоводородной кислоты и ее щелочных солей, золото-органических соединений, а также бывает представлено эмульсией золота и в виде мелких взвешенных плоских чешуек, быстро растворяющихся в морской воде (Звягинцев, 1941). Общее содержание его составляет от 0,001 до 0,04, редко более, *мг/м*^{3}. Интересно, что наибольшие концентрации (у берегов Австралии и Калифорнии) как будто приурочиваются к прибрежным участкам золотоносных провинций.

Следуя этому направлению мыслей, П. А. Харитонов ставит вопрос об отложении золота вместе с другими осадками при усыхании золотосодержащих бассейнов и о возможности образования толщ с высоким содержанием золота. «Отсюда, — пишет П. А. Харитонов (1936),— возникает практическое предложение — искать промышленные месторождения золота... прежде всего в месторождениях каменных солей». Наиболее обещающим по золотоносности он считает Вилюйские месторождения каменных солей, расположенные среди широко распространенных в бассейне Вилюя золото- и платиноносных осадочных образований.

Интересные данные приводит Р. В. Нифонтов (1960), исходя из факта золотоносности тонкодисперсных глинистых, алевритистых пород со значительным содержанием органики, обычно превращенных в результате метаморфогенеза в черные сланцы, филлиты, алевролиты и аргиллиты, иногда с сульфидами железа. «Эти породы... в некоторых районах Советского Союза и Америки давали в процессе эрозии в аллювиальных отложениях россыпные месторождения золота... У некоторых советских геологов, в том числе и у автора, пишет Р. В. Нифонтов,— возникло предположение о хемогенном происхождении золотоносности в названных типах осадочных пород».

Проведенные недавно Р. В. Нифонтовым и другими работниками ВИМС исследования показали наличие в олигоценовых черных пиритоносных глинах Мангышлака, Ергеней и Северного Кавказа прослоев, богатых пирит-мельниковитом, растительными и биогенными остатками. В них, помимо железа, было обнаружено присутствие титана, молибдена, никеля, кобальта, цинка, висмута, фосфора, олова и других, в том числе и самородных металлов — золота, висмута, олова, меди несомненно хемогенного характера минерализации. Пиритоносные глинистые сланцы представляют фации неглубоких и обширных морских лагун. В таких условиях и в настоящее время накопляются илы, обогащенные сероводородом и сульфидами железа (заливы Красноводский, Комсомольский, Карабогаз-гол и др.).

Изучение рудного материала под микроскопом показывает, что... «процесс осаждения из вод бассейна происходит в обстановке восстановительной среды (в период раннего диагенеза в слое ила), созданной в результате разрушения органических соединений, насыщения слоя донных и наддонных вод сероводородом и реакций соединений с серой... железа, молибдена, никеля, кобальта» (Нифонтов, 1960). По

данным Р. В. Нифонтова, золото в пиритоносных горизонтах встречено в виде: 1) субмикроскопических включений в тонкодисперсном пирите и в некоторых окисных металлических соединениях; 2) зоны обрастания кристаллов пирита; 3) самородных субмикроскопических зерен (проволочек) и кристалликов непосредственно в глине.

Значит для отложения хемогенного золота требуется не только наличие золотоносных пород в области сноса, необходимых и для образования обломочных месторождений, но и наличие во вмещающих породах органических веществ и особой среды, способствующей проявлению в период седиментации восстановительных процессов в придонном слое.

Интересно, что почти такими же представляются условия отложения урана. Согласно Гольдшмидту (1954), осаждение урана в черных сланцах «может происходить в результате восстановления шестивалентного урана до четырехвалентного под действием сернистого водорода в стоячих глубинных водах... Мы можем поэтому ожидать накопления растворенного урана из морской воды путем вторичного осаждения его в областях, где преобладают ярко выраженные восстановительные условия».

Нетрудно представить себе, что аналогия условий осаждения обусловливает и аналогию состава определенных типов рудных отложений. В фации грубообломочных отложений золотоносные конгломераты и песчаники нередко отличаются практически интересным содержанием урана (конгломераты Трансвааля, Канады, Бразилии). В фации тонкозернистых лагунных отложений уран адсорбируется, по-видимому, органическими веществами и содержится в еще не всегда установленных соединениях. И в той и другой фации парагенезис золота и урана, как вполне сингенетичных элементов, проявляется достаточно четко и требует большого внимания.

Мы привели в качестве примера две полярно различных золотоносных фации — грубообломочную фацию конгломератов, гравелитов и песчаников ближнего сноса и тонкозернистую фацию лагунных иловато-глинистых, а иногда, вероятно, соленосных отложений. Первая характеризуется присутствием обломочного, вторая — хемогенного золота. Золотоносные конгломераты в некоторых районах представляют крупнейшие месторождения золота. Иловатые и глинистые породы, в которых отлагалось только хемогенное золото, если и создают россыпи, то лишь после процессов метаморфизма, сопровождающегося повышением температуры и давления, при которых золото способно концентрироваться в зерна. Зоны седиментогенного или осадочного золота вокруг золотоносных провинций платформенного типа могут давать начало серии последующих генераций золотых месторождений разного генезиса, обусловливая ту самую геосинклинальную зональность, о которой говорилось выше.

Таким образом, на фациальном профиле распространения золотоносных пород намечаются пока две крайние точки — два фациально-генетических типа золотоносных месторождений: золотоносные конгломераты и глинисто-песчаные породы. По-видимому, не исключено, что в промежутке между этими точками будут и другие, соответствующие иным типам золотоносных месторождений. Вероятно, это будут месторождения с разными количественными соотношениями обломочного и хемогенного золота. Оговоримся при этом, что признаки последнего прослеживаются в золотоносных конгломератах, а признаки обломочного золота возможны и в тонкозернистых разностях пород.

Одной из промежуточных точек в фациальном профиле золотоносности является, по-видимому, концентрация золота в угольных пластах и содержащихся в них песчано-глинистых прослойках. По Хессу (1937), Дженни сообщил, что наибольшее количество золота в золотоносных угольных пластах (штат Уайоминг) содержат загрязненные сланцеватые угли и углистые сланцы. Опробование песчаниковой кровли угольного пласта дало золота 3 *г/т*. Лоусон описал нижнетриасовые золотоносные глины в Париа (штат Юта) с линзами песчаника. Среднее содержание золота в глинах по 64 образцам оказалось равным 0,06 *г/т*. Согласно Лоусону, глина, по-видимому, образовалась из вулканического пепла, отложившегося на месте или смытого в бассейн отложения потоками.

Изложенные данные намечают новые пути выявления промышленных концентраций седиментогенного золота. Одновременно могут выявиться и новые золотоносные районы магматогенного золота. Еще раз подчеркиваем, что обогащение осадочных пород сингенетичным золотом по окраинам древних золотоносных платформ делает эти окраины естественным и, возможно, основным источником золотоносности гидротермальных отложений в геосинклиналях. В благоприятных случаях к древней золотоносной платформенной провинции может последовательно «припаяться» несколько золотоносных зон, возраст которых «омолаживается» с удалением от платформы. Именно такой случай, кажется, намечается по южной окраине Сибирской платформы, что достаточно хорошо видно на прилагаемом рисунке.

Окраина Сибирской платформы вообще представляет весьма благоприятный объект исследований в области распространения первично золотоносных осадочных пород. В девяти выделенных И. С. Рожковым (1959) минерагенических провинциях, опоясывающих Сибирскую платформу с запада, юга и востока, распространены россыпи всех возрастных групп (протерозойские, палеозойские, мезозойские, третичные и четвертичные) (см. там же).

Наиболее интересной из окружающих Сибирскую платформу территорий является территория Ленского золотоносного района. Пространственно этот район как бы вклинивается между основной частью Сибирской платформы с ее юго-восточным выступом — Алданским щитом. В протерозойское время здесь могли отлагаться продукты размыва как самой платформы, так и ее окраинных частей, отторгнутых геосинклиналью.

Крупные разломы по окраинам Ленского района способствовали проникновению в ослабленные зоны интрузий. Они могли обогащаться золотом из вмещающих пород и в свою очередь становиться золотоносными [1]. Из вмещающих осадочных пород золото могло также извлекаться магмато- и метаморфогенными растворами и отлагаться в жильных месторождениях и минерализованных зонах.

Изучению проблемы благоприятствует также высокая насыщенность местных пород золотом. Это относится не только к богатейшим в мире Ленским россыпям, но и к коренным осадочным породам Ленского района, в которых среднее содержание золота, по отчетам геологов, в несколько раз превышает кларковое.

Лаборатория осадочных полезных ископаемых провела в 1961 г. опробование осадочно-метаморфических пород Ленского района для

[1] По Т. М. Дембо и Д. И. Шмидту, Энгажиминский гранитоидный массив, окаймляющий Ленский район с юга, содержит золота до 1—2 *г/т*.

выяснения золотоносности заранее выделенных в стратиграфическом разрезе типических горизонтов различных свит. Опробование было проведено в еще явно недостаточном объеме (50 проб). Первые предварительные итоги сводятся к установлению золотоносности на различных горизонтах осадочной толщи. Золото, в виде следов или в весовом количестве, зафиксировано в песчаниках и сланцах преимущественно углистого состава. Конгломераты не опробовались ввиду их отсутствия на территории исследований.

Природа выявленного в осадочных породах золота пока не установлена. Можно лишь сказать, что все опробованные породы находятся в значительном удалении от жил и не несут признаков гидротермального метаморфизма.

Изучению золотоносности осадочно-метаморфических пород в Ленском районе очень благоприятствует наличие на его территории золотоносных пород различного состава, свидетельствующих о большом разнообразии структурно-фациальных условий, в которых происходило отложение золота.

В осадочно-метаморфическом комплексе Ленского района содержатся золотоносные углистые (битуминозные) отложения, очень сходные по вещественному составу и условиям образования с богатыми органикой углистыми породами, в которых Р. В. Нифонтов установил наличие золота. На периферии Ленского района широко распространены конгломераты, часть которых несомненно золотоносна. Сопоставление условий отложения и золотоносности пород в площадном распространении каждого горизонта и в разрезе всей толщи может принести здесь обильный материал для познания природы золота в осадочно-метаморфической толще и распределения его запасов в фациальном профиле.

В объяснительной записке Ю. П. Казакевич, С. Д. Шера и Т. П. Жадновой к геологической карте Ленского района отмечается, что наличие тонкопластинчатого золота (мараканский тип) в пределах развития минерализованных углистых сланцев «...ставит задачу изучения рассланцеванных пород как среды, благоприятной для накопления золота, если учесть активные восстановительные свойства углистого вещества в отложениях золотосодержащих растворов».

Несколько дальше в той же работе указывается: «Золото мараканской разновидности встречается на участке развития минерализованных сульфидами кварцито-углистых толщ в россыпях рек Маракан и др. Можно думать, что углистые породы являются средой, способной осаждать из растворов и эманаций золото, которое при определенных условиях может концентрироваться в месторождения с более бедным, но более распространенным содержанием золота».

Следует прибавить, что золото мараканской разновидности пользуется в районе достаточно широким распространением. В только что цитированной работе отмечается, что Ю. П. Казакевич наблюдала выделения пластинчатого золота по трещинкам в углистых сланцах р. Маракан. Имеются указания старых горняков на находки тонкопластинчатого рудного золота в углистых сланцах в левом борту долины руч. Верный, в 300 *м* выше устья и в других пунктах бассейна р. Ныгри и т. д.

Трудно сказать, какую роль сыграли и здесь минералообразующие растворы магматогенного и иного происхождения. Вероятно, в этом вопросе геологи будут высказывать различные точки зрения. Не подлежит лишь сомнению, что общий облик углистых сланцев, их фациальный характер и вещественный состав вполне аналогичны тем поро-

дам, которые и в современных условиях (Нифонтов, 1960) обогащаются золотом, осаждающимся из морской воды. Пока неизвестно в каких именно формах (структурных, химических и минеральных) происходит это обогащение и как золото переходит из одного минерального состояния в другое. Систематизация имеющихся и сбор новых материалов по данному вопросу составляет одну из основных задач изучения осадочно-метаморфической толщи Ленского района.

Проявления золотоносных конгломератов в Ленском районе установлены в бассейнах рек Жуя, Новая Язовая, Большой Патом и др. Описания этих конгломератов приводятся в упоминавшейся объяснительной записке Ю. П. Казакевич и др., а также в статье В. С. Малых (1959). Возможно, что некоторые из них в той или иной части окажутся синхронными с золотоносными «углистыми» отложениями Ленского района. Если это предположение подтвердится, то мы будем иметь здесь по крайней мере два типа синхронных фаций, отличающихся повышенной золотоносностью.

Золотоносные конгломераты Ленского, как, впрочем, и других золотоносных районов Советского Союза, изучены еще очень слабо, тогда как среди них, по справедливому замечанию П. Я. Антропова (1959), могут быть выделены «стратиграфические горизонты и участки с промышленным содержанием золота». Предстоит большая работа по сбору, проверке и уточнению данных о стратиграфическом положении жербинских и иных золотоносных конгломератов Ленского района наряду с изучением их вещественного состава и структурно-фациальных условий образования. Также существенно важным представляется вопрос о генетических соотношениях между районами развития золотоносных конгломератов и прилежащими областями сноса, дававшими обломочный материал и золото.

Очень важное значение должны иметь лабораторные опыты по изучению условий растворения, осаждения и миграции золота в обстановке, приближающейся к естественным процессам литогенеза, эпигенеза и метаморфизма. Изучать необходимо всю осадочно-метаморфическую толщу Ленского района. Эта небходимость вытекает из того, что: 1) золото встречается в разных породах, не исключая и карбонатных; 2) сравнение золотоносности различных пород может дать представление о роли фациально-литологического фактора и 3) изучение характера золотоносности осадочно-метаморфических пород позволит в конечном счете найти критерии для разделения золота по происхождению.

В процессе работы, вероятно, выявятся и другие аспекты исследований, направленных к единой цели — изучить возможно подробнее золотоносность осадочных пород и составить правильное представление о том, как и, следовательно, где именно концентрируется золото в общем процессе осадконакопления. Изучая подобным образом породы одних и тех же стратиграфических горизонтов в их площадном распространении, т. е. в различных структурно-фациальных условиях, можно подойти к построению «фациального профиля» золота.

При изучении золотоносности осадочных пород особого внимания заслуживает роль коры выветривания в возможном выделении и концентрации свободного золота в осадочно-метаморфической толще. Кора выветривания в Ленском районе установлена только недавно. Очень мало известны ее особенности и условия развития: совершенно не выяснена ее роль в тех или иных изменениях характера золотоносности осадочно-метаморфических пород и т. д. В то же время и этот вопрос очень важен. Возможно, что преобразования породы при

развитии коры выветривания, особенно при длительности процесса, сопровождаются не только выделением свободного золота из массы золотосодержащего минерального вещества, но и значительным укрупнением отдельных золотинок. С увеличением же размеров самородков растет и способность золота концентрироваться в россыпях.

ВЫВОДЫ

1. В настоящее время в развитии науки о рудных месторождениях обнаруживается определенная тенденция в сторону непрерывного роста удельного веса рудных месторождений осадочного происхождения. Это особенно относится к тем рудным месторождениям, которые обычно называют средне- и низкотемпературными, а по месту образования относительно магматических источников минерализации — телетермальными. К ним принадлежат месторождения таких важнейших для человека металлов как медь, свинец, никель, кобальт, золото, марганец, уран, ванадий и многие другие.

2. Весьма благоприятным объектом изучения является золото. Оно выделяется из рудных растворов в одну из наиболее поздних стадий рудообразования. Месторождения золота, как правило, сильно удалены от магматических источников минерализации. В долгом пути следования рудные растворы, отложившие золото, успевают резко обогатиться минеральными веществами из боковых пород. Возможно, в той или иной мере обогащаются они и золотом.

3. Очень показательна и требует особого изучения приуроченность крупных месторождений золота к периферическим зонам геосинклиналей, опоясывающим платформы с подчеркнутой золотой металлогенией. В этом отношении Ленский район, располагаясь в непосредственной близости к Сибирской платформе с Алданским щитом, может дать исключительно богатый и интересный материал.

4. Поднятие платформенных участков земной коры и их размыв могли служить причиной практически интересного обогащения золотом морских и дельтовых отложений в небольшом удалении от берега. Золотоносность сформировавшейся таким образом прибрежной зоны, разумеется, не может быть равномерной. Она меняется как в продольном по отношению к береговой линии, так и в поперечном направлении в зависимости от содержания золота в продуктах сноса, поступающих с областей размыва, и от фациальных условий осадконакопления.

5. Задача изучения золота осадочного происхождения очень важна в научном и практическом отношениях. Научное значение ее связано с развитием новой области познания золота и металлогенических представлений вообще. Сюда относится выяснение форм и характера проявлений золота в различных геологических условиях, возможности поступления его из осадочно-метаморфических пород как в россыпные, так и в гидротермальные месторождения и т. д.

В результате намечаемых исследований существенно расширится фронт поисковых работ, которыми будут охватываться также и те участки осадочных и осадочно-метаморфических пород, которые наряду с общей повышенной золотоносностью обнаружили ряд признаков, указывающих на возможность отложения в них золота первично-осадочного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

Антропов П. Я. Перспективы освоения природных богатств СССР. Госпланиздат, 1959.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Богданович К. И. Рудные месторождения. СПб., 1913.

Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии. СПб., 1908.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. Атомиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— Материалы к II Всес. петрогр. совещанию. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, 1958.

Малых В. С. К вопросу о золотоносности кембрийских конгломератов Ленского района.— Материалы по геол. и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1959.

Нифонтов Р. В. О хемогенной золотоносности осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. Тезисы докладов. Научная сессия по изучению закономерностей размещения россыпей. М., 1959.

Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Госгортехиздат, 1960.

Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.

Рожков И. С. Основные факторы, определяющие закономерности размещения россыпей. Научная сессия по изучению закономерностей размещения россыпей. М., 1959.

Харитонов П. А. Осадочные месторождения золота как геохимическая проблема.— Проблемы сов. геол., 1956, № 7.

Хесс Ф. Л. Осадочные месторождения урана, ванадия, радия, золота, серебра и молибдена. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США». Перевод с 1-го американского изд. под ред. И. Ф. Григорьева, ОНТИ, 1937.

Чайковский В. К. Новые данные о Тихоокеанском поясе.— Сов. геология, 1956 № 50.

Чайковский В. К. Связь эндогенного оруденения с магматизмом в процессе развития геосинклиналей.— Сов. геология, 1961, № 3.

Н. А. Шило

КЛАССИФИКАЦИЯ РОССЫПЕЙ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА

Классификация россыпных месторождений Яно-Колымского золотоносного пояса, выражающая их группировку по совокупности признаков — по генетическому родству или по другим каким-либо общим особенностям, до сих пор в сущности отсутствовала. Разработка такой классификации была сопряжена с некоторыми трудностями, обусловленными большим разнообразием россыпей, встречающихся на данной территории, со сложной историей тектоно-геоморфологического развития, и, естественно, требовала рассмотрения всего накопленного фактического материала.

Этот пробел частично нами был устранен в работе, посвященной основным принципам систематики россыпей вообще, в которой впервые была дана ее схема для всего Северо-Востока СССР. Однако материал, рассмотренный в последовательности развития россыпеобразовательного процесса, позволяет внести в ранее предложенную схему некоторые изменения и рекомендовать ее уточненный вариант для использования в практике геолого-поисковых работ, проводимых в пределах золотоносного пояса.

НЕКОТОРЫЕ НЕДОСТАТКИ СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ю. А. Билибин (1938) считал россыпи «вторичными месторождениями полезных ископаемых, так как они образуются за счет разрушения более древних, чем они, коренных месторождений, которые по отношению к россыпям являются первичными» (стр. 5). С этих позиций он рассматривал лишь преобразование россыпей на протяжении трех последовательных стадий: а) размыва старой россыпи, б) переноса металлоносного обломочного материала вниз по течению водотока и в) образования новой россыпи. Однако не трудно понять, что эти стадии в сущности являются только небольшой частью всего сложного и длительного россыпеобразовательного процесса, который сводился Ю. А. Билибиным к механическому перемещению металлоносного материала.

Проблемы отбора и последующей концентрации рудного вещества и фактическая зависимость этого перераспределения металла от фациальных особенностей формирования различных генетических типов континентальных отложений им не рассматривались вовсе.

Исходя из этих представлений, которые, разумеется, не раскрывают сложной эволюции россыпеобразования, а следовательно, и генезиса этих месторождений, Ю. А. Билибин, как известно, считал, что

«...классификация россыпей основана на их положении относительно коренного месторождения (россыпи неперемещенные), а для перемещенных россыпей — на тех процессах, которые обусловили перемещение полезного ископаемого от коренного месторождения к месту залегания россыпей» (1938, стр. 5).

Принцип (перемещение и положение россыпей относительно коренного источника), положенный Ю. А. Билибиным в основу их классификации, в том или ином виде впоследствии был повторен многими авторами.

В работах, опубликованных до Ю. А. Билибина, в частности в работе В. Линдгрена (1932) или К. Рейборна и Г. Мильнера (1933), также рассматривались вопросы классификации этих месторождений. Предложенные этими авторами схемы, хотя и отличались некоторым совершенством, но тем не менее в силу недостатка фактического материала (появившегося значительно позднее) не могли, конечно, в полной мере учитывать всего многообразия россыпей различных полезных ископаемых. Этот более ранний период в развитии учения о полезных ископаемых отличался общей слабой разработкой проблем образования континентальных отложений, что нашло отражение и в классификациях россыпных месторождений; они отличались схематичностью и не отражали естественного хода россыпеобразовательного процесса.

Помещаемая ниже классификация В. Линдгрена (1932) наглядно иллюстрирует это положение (табл. 1).

Таблица 1

Россыпи современного топографического цикла	Россыпи прежних циклов	
	Поднятые	Погруженные
1. Русловые россыпи мелких потоков	1. Террасовые россыпи мелких потоков	1. Глубокие россыпи мелких потоков
2. Русловые россыпи и бары рек	2. Террасовые россыпи, увальные россыпи	2. Глубокие речные россыпи
3. Галечные равнины	3. Приподнятые галечные равнины	3. Опущенные береговые россыпи
4. Прибрежные россыпи	4. Приподнятые прибрежные россыпи	4. Опущенные прибрежные россыпи

Разделяя россыпные месторождения на соответствующие категории, В. Линдгрен считал, что эволюция рельефа обусловливает основные геологические особенности месторождений. Исходя из этого, он выделял россыпи современного и прежних «топографических циклов». В последнем случае им отдельно рассматривались россыпи «поднятых» и «погруженных» долин.

Такое разделение месторождений на две категории правильно отражает различные условия отбора и концентрации рудного вещества в отложениях разновозрастных зон рельефа.

Однако В. Линдгрен в предложенной им классификации в сущности рассматривал только аллювиальные и частично прибрежные (литоральные) россыпи. Все другие типы этих месторождений его схемой вообще не учитывались, что, конечно, нельзя признать правильным. Кроме этого основного недостатка, в классификации россыпей допу-

щено неправильное их разделение на «топографические циклы». Так, террасовые россыпи он относит к «прежним циклам» развития рельефа, тогда как они могут быть связаны как с современным, так и с любым древним погребенным или приподнятым рельефом.

Таким образом, классификация В. Линдгрена оторвана от эволюции континентального литогенеза, и в этом главный ее недостаток. И. С. Рожков (1954), критикуя классификацию этого автора, кроме того, отмечал, что она лишь «...отражает морфологические особенности и относительные размеры некоторых типов россыпей, но недостаточно и неточно характеризует условия их залегания».

К. Рейборн и Г. Мильнер (1933) основывали классификацию россыпных месторождений на группировки месторождений по их связи с современными и древними речными системами. Их классификация имеет следующий вид.

I. Аллювиальные месторождения, связанные с современными речными системами:

1) месторождения высоких террас с плотиком, лежащим выше уровня затопления современным руслом реки;

2) месторождения низких террас с плотиком, лежащим приблизительно на уровне русла;

3) пойменные долины, где плотик лежит ниже современного русла;

4) глубокие россыпи (частично);

5) углубления и карманы в современных руслах и около валунов.

II. Аллювиальные месторождения, не связанные с современными речными системами:

1) окаменелые россыпи;

2) глубокие россыпи (частично).

III. Месторождения на дне озер:

1) отложения на дне озер;

2) отложения озерных террас.

IV. Литоральные (прибрежные) месторождения:

1) береговые отложения;

2) поднятые береговые отложения.

V. Элювиальные месторождения:

1) эоловые отложения;

2) коллювиальные отложения:

а) ледниковые отложения,

б) хвосты.

Этими авторами, по сравнению с В. Линдгреном, расширен список россыпных месторождений, в классификацию включены элювиальные и озерные россыпи. Однако основные недостатки линдгреновской классификации ими не были устранены.

Больше того, К. Рейборн и Г. Мильнер, выделяя две группы россыпей по их принадлежности к древним и современным речным системам, безусловно, делают шаг назад, так как это сужает принцип, положенный В. Линдгреном в основу его классификации (разделение всех россыпных месторождений по принадлежности их к разновозрастным зонам рельефа или к различным «топографическим циклам»). Само собой понятно, что речные системы не охватывают всех элементов рельефа любого участка земной поверхности, где, кроме элювиальных россыпеобразующих процессов, проявляются денудация и другие процессы, ведущие к появлению многих других генетических типов континентальных отложений и, следовательно, россыпей.

Поэтому не случайно, что К. Рейборн и Г. Мильнер, допустив в своей классификации отмеченную ошибку, ставят знак равенства

между элювиальной, литоральной и озерной обстановками, с одной стороны, и между аллювиальными отложениями разновозрастных речных систем, с другой. Этим самым они в качестве равнозначного классификационного признака принимают несравнимые явления и факторы. Ими, в частности, объединяются в общую группу россыпи, связанные с различными генетическими типами континентальных отложений. Например, к элювиальным месторождениям отнесены металлоносные образования, связанные с эоловыми и «коллювиальными» отложениями, а в последних они рассматривают ледниковые месторождения и «хвосты». Подобная путаница, конечно, явилась следствием слабой изученности в то время континентальных отложений.

Рассматривая другие классификации россыпей названного периода, можно заметить, что все они повторяют аналогичные или близкие к ним ошибки. Хотя, как отмечал Р. В. Нифонтов (1937, стр. 7), «...русская геологическая литература по россыпям стала пополняться новыми интересными работами. Работы Купер-Конина, Шаманского, позже Минеева и ряда других, касающиеся генетики и формирования золотых россыпей, достаточно говорят о сдвигах геологической русской мысли в этом направлении».

Классификация, разработанная Ю. А. Билибиным, отражая именно эти сдвиги в изучении четвертичных отложений, включает все главнейшие генетические типы россыпей. В этом ее главное значение, и несмотря на существенные недостатки, о которых будет сказано ниже, она положила начало научному подходу к россыпным месторождениям как к сложным геологическим образованиям. И так как многие исследователи после появления работ Ю. А. Билибина в основном придерживались принципов, положенных им в основу своей классификации, приведем ее полностью.

Ю. А. Билибин выделял следующие категории россыпей:

«1. Эллювиальные россыпи залегают на месте своего образования вследствие разрушения и разрыхления верхних частей коренного месторождения.

2. Делювиальные россыпи представляют материал элювиальных россыпей, смещенный силою тяжести вниз по склону, на котором расположено коренное месторождение. Элювиальная россыпь непрерывно переходит в делювиальную без сколько-нибудь резкой границы, почему обычно говорят об элювиально-делювиальных россыпях. Делювиальные россыпи могут быть подразделены на две группы:

а) собственно делювиальные россыпи, залегающие на склонах и постепенно перемещаемые по ним силою тяжести вниз;

б) коллювиальные россыпи, представляющие материал делювиальных россыпей, достигший подножия склона и поэтому более уже не перемещаемый и залегающий обычно в бортовых частях речных долин, часто поверх речных отложений.

3. Аллювиальные россыпи залегают обычно в речных долинах и образованы путем переноса и отложения обломочного материала водными потоками. По расположению относительно русла водного потока аллювиальные россыпи могут быть подразделены на четыре группы:

а) русловые россыпи, залегающие в самом русле водного потока или непосредственно под ним;

б) косовые россыпи, залегающие на галечных островах, косах, в отмелях и обычно содержащиеся в верхних частях речных наносов;

в) долинные россыпи, залегающие в современной долине водного потока, но независимо от расположения его современного русла, часто в стороне от него;

г) террасовые россыпи, залегающие на речных террасах — остатках прежней долины водного потока, в которой он проработал себе новую, более глубоко расположенную долину; если речные террасы, постепенно сглаживаясь, утрачивают, наконец, свойственную им форму уступов со слабо наклонной поверхностью и приобретают форму увалов — пологих возвышенностей, постепенно понижающихся к современному руслу, залегающие на них россыпи часто называют увальными.

4. Дельтовые, озерные и лагунные россыпи образуются путем выноса обломочного материала водными потоками и накопления его в дельтах, озерах и лагунах.

5. Береговые россыпи, морские и озерные, образуются путем переноса и накопления обломочного материала вдоль береговых линий силой прибоя и прибрежных течений. Обломочный материал или выносится в водные бассейны реками или образуется от разрушения берегов с находящимися на них коренными и россыпными месторождениями.

В категориях 4 и 5 россыпей, как и в аллювиальных россыпях, можно выделить в особую подгруппу террасовые россыпи, образующиеся в том случае, если прибрежная часть водного бассейна, содержащая в себе россыпи, испытывает поднятие и сохраняется в дальнейшем в виде озерной или морской террасы.

6. Ледниковые россыпи образуются в горных местностях путем переноса и накопления обломочного материала сползающими с гор ледниками» (Билибин, 1938).

Приведенная классификация включает элювиальные, делювиальные, аллювиальные, дельтовые, литоральные и ледниковые россыпи. Таким образом, она отражает во всем объеме развитие континентального литогенеза, характерного по крайней мере для главнейших золотоносных районов мира.

Однако эта классификация не учитывает историко-геологических особенностей россыпей, как это пытались сделать В. Линдгрен или К. Рейборн и Г. Мильнер. Разумеется, что каждая из выделенных Ю. А. Билибиным категорий россыпей может принадлежать как современному рельефу, так и древним поверхностям развития материковых областей, и поэтому, конечно, нельзя игнорировать их возрастное положение. Необратимость россыпеобразовательного процесса, протекающего в различные этапы геологической истории отдельных участков земной поверхности в неодинаковых физико-географических условиях, в конечном итоге создает те главнейшие различия одних и тех же генетических типов месторождений, которые в любой классификации должны найти свое отражение. Иначе она окажется отвлеченной и не будет охватывать всего многообразия морфологических типов месторождений.

Ю. А. Билибин в предложенной им классификации не отразил морфологических типов россыпей, обычно используемых при постановке разведочных работ, разнообразия месторождений по минеральному составу. Этот признак, безусловно являющийся одним из основных, вносит существенные отличия между россыпями, возникшими в одних и тех же тектоно-геоморфологических условиях, но заключающими в себе различные полезные ископаемые.

Остановимся еще на одной классификации россыпей, появившейся после Ю. А. Билибина. Она была разработана И. С. Рожковым (1954) для Северного и Среднего Урала, а затем, в более усовершенствованном виде, для всех районов нашей страны.

И. С. Рожков, в отличие от Ю. А. Билибина, рассматривает генетические типы россыпей в связи с их морфологическими особенностями, что несомненно является ценным для практики геолого-поисковых работ. Генетические и морфологические типы, объединяемые им в четыре возрастные группы (табл. 2), отражают ход россыпеобразовательного процесса в палеозое, мезозое, в третичном и четвертичном периодах. В этом отношении И. С. Рожковым по сравнению с Ю. А. Билибиным сделан шаг вперед, так как его классификация учитывает фациальные особенности формирования континентальных отложений в соответствующие периоды тектоно-геоморфологического развития металлоносных районов.

К сожалению, в классификации И. С. Рожкова не отражены особенности минерального состава россыпных месторождений, являющиеся, как уже отмечалось, весьма важным классификационным признаком.

Затем он, в частности для Среднего и Северного Урала, выделяет генетические и морфологические типы россыпей, пользуясь неравнозначными признаками. Так, в генетическом ряду морским россыпям противопоставляются элювиальные, делювиальные, аллювиальные и пролювиальные россыпи, являющиеся только частными членами непрерывного ряда континентальных образований. В морфологический ряд помещены категории с неодинаковыми классификационными признаками. Например, вместе с пластовыми, линзовидными и т. д. россыпями здесь присутствуют долинные, хотя ясно, что среди последних могут быть пластовые, пластообразные, линзовидные и другие по форме россыпи. Короче говоря, термин «долинные» характеризует лишь условия залегания, тогда как термины «пластовые», «линзовидные» и т. д.— морфологию россыпей. В группе среднечетвертичных и современных россыпей выделяются в качестве равноправных членов морфологического ряда косовые, русловые, долинные, террасовые и сложные, тогда как среди русловых, долинных, террасовых и т. д. россыпей могут быть простые по своему строению и сложные. Иначе говоря, если термин «сложные» характеризует россыпи с качественной стороны, то термин «русловые» отражает условия их образования (табл. 2).

Ошибочно включены во вторую колонку древнедолинные россыпи, не имеющие к ней отношения; они характеризуют лишь относительный возраст месторождений. Наконец, косовые и русловые россыпи скорее являются подтипом аллювиальных месторождений, помещенных автором в генетический ряд, и т. д.

Эти недостатки классификации И. С. Рожкова являются следствием недоучета особенностей эволюции континентального литогенеза, а также особенностей отбора и концентрации рудного вещества в ходе формирования рыхлых отложений.

Изложенное выше показывает, что в развитии взглядов на систематику россыпных месторождений различных полезных ископаемых выделяются два периода. Один из них характеризуется слабой изученностью континентальных отложений, с которыми связаны россыпи. В этот период, длившийся до появления работ Ю. А. Билибина, различные признаки месторождений были недостаточно изучены, поэтому их систематика страдала схематичностью и, естественно, не удовлетворяла геолого-поисковую практику.

Второй период, отмечающийся появлением работ по геологии россыпей, опубликованных Ю. А. Билибиным и другими геологами в СССР и за рубежом, выполненных на обильном фактическом мате-

Таблица 2

Возрастные группы россыпей	Морфологические типы россыпей	Генетические типы россыпей
I. Палеозойские	Пластовые Линзовидные	Морские Аллювиальные
II. Мезозойские	Долинные Линзовидные в эрозионных впадинах Карстовые	Элювиальные Делювиальные Аллювиальные Пролювиальные
III. Третичные	Пластовые Долинные Линзовидные, гнездовые в эрозионных впадинах	Морские Элювиальные Делювиальные Аллювиальные Пролювиальные
IV. Четвертичные а) древнечетвертичные б) среднечетвертичные и современные	Пластообразные неправильные участки Поддерниковые (верховичные) Косовые Русловые Долинные Террасовые Сложные Древнедолинные (омертвевшие участки речных долин) Ложковые	Флювиогляциальные Элювиальные Делювиальные Аллювиальные Пролювиальные Озерные

риале приисковой и геологоразведочной практики, характеризуется появлением детальных классификационных схем. В них россыпные месторождения рассматриваются как сложные и разновозрастные геологические образования.

ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ КЛАССИФИКАЦИИ РОССЫПЕЙ

Как мы отмечали в ряде работ, главнейшие отличительные признаки россыпей определяются прежде всего их различным вещественным составом (характером полезного ископаемого), его связью с соответствующими генетическими типами континентальных образований, морфологическими особенностями месторождений и возрастным положением последних. Рассмотрение этих признаков позволило нам предложить общую систематику россыпей, включающую несколько классификационных рядов, в равной мере характерных для каждого класса. Правильное построение классификации россыпей, в частности для всей территории Яно-Колымского золотоносного пояса, потребовало тщательного изучения признаков месторождений в тесной связи с общим ходом развития континентального литогенеза.

а) Классы россыпей

Таким образом, все россыпи прежде всего отличаются друг от друга по характеру полезного ископаемого. Минеральные концентрации, входящие в парагенезисы континентальных комплексов (фациальных, генетических, возрастных и пр.), не встречаются случайно, изолированно, а образуют целые терригенно-минералогические провинции, в понимании С. Г. Саркисяна (1941), или минерагенические

провинции, в понимании И. С. Рожкова (1959), в пределах которых в большем или в меньшем масштабе локализуются промышленные месторождения. Резко различная подвижность минералов при осадочной дифференциации горных пород определяет далеко не одинаковый отбор рудного вещества и последующую его концентрацию в континентальных отложениях, возникших в отдельные стадии россыпеобразовательного процесса.

Минеральные комплексы достигают промышленного значения только в известных условиях и на фоне регионального проявления какого-нибудь одного или нескольких характерных для данной провинции минералов. По признаку их максимальных концентраций нами выделяются классы россыпей, отличительная особенность которых определяется промышленным значением отдельных минералов.

Так, в пределах Яно-Колымского пояса установлены три класса россыпей: золотые (золотоносные), касситеритовые (оловоносные) и комплексные. Их вещественный состав обладает своими отличительными особенностями, однако в каждом из этих классов россыпей наблюдается известная повторяемость различных генетических, морфологических и возрастных типов месторождений, образующих ниже рассматриваемые классификационные ряды.

б) Генетический ряд россыпей

В основу построения генетического ряда общей классификации россыпей рассматриваемой территории нами положена их тесная связь с тектоно-геоморфологическим развитием поверхности страны, определяющим соответствующий тип континентального литогенеза. Короче говоря, россыпеобразование и континентальный литогенез нами в данном случае рассматриваются как различные стороны единого процесса. Поэтому генетический ряд основывается на генетической классификации континентальных отложений и учитывает прежде всего «обстановку осадконакопления и образования определенного слоя (пласта, горизонта), выводимую на основании литологической его характеристики, палеонтологического содержания, геохимических различий и других признаков» (Жемчужников, 1957), т. е. в основу его построения положено учение о фациях в том широком их понимании, какое им придают Д. В. Наливкин (1955), Ю. А. Жемчужников (1957), Е. В. Шанцер (1948) и др. Решающим элементом в построении такой классификации явилось «...выделение фациальных комплексов и групп, характеризующих физико-географическую обстановку различных участков земной поверхности не с какой-либо одной искусственно выбранной стороны, а более полно и разносторонне», осуществленное Е. В. Шанцером (1948).

Как мы уже показали, наиболее удачной с точки зрения всестороннего отражения особенностей континентального литогенеза является именно генетическая классификация этого автора, следовательно, она является основой рассматриваемого дальше генетического ряда месторождений Яно-Колымского пояса.

Фациальные ряды континентальных отложений Е. В. Шанцера увязываются с общей эволюцией россыпеобразовательного процесса, в котором нами выделяются следующие обособленные друг от друга во времени и в пространстве стадии: элювиальная, делювиальная, аллювиальная и литоральная. Занимая промежуточное положение между континентальным и морским осадконакоплением, литоральная стадия сопровождается образованием месторождений с промежуточными чер-

тами; поэтому возникшие в эту стадию россыпи часто относятся к морским образованиям. Для каждой из этих стадий, в зависимости от характера колебательных движений земной поверхности (восходящих, нисходящих движений или относительного тектонического покоя) и физико-географической обстановки (типа литогенеза), характерно большее или меньшее развитие соответствующих генетических типов россыпей.

Таким образом, в генетическом ряду предлагаемой классификации генетические типы россыпей совпадают с генетическими типами континентальных отложений, чем подчеркивается единство континентального литогенеза и россыпеобразования. Дальнейшее разделение россыпей на подтипы, виды и разновидности основывается на связи россыпей с различными формациями коренных источников, на приуроченности их к конкретным формам рельефа, на связи с определенными стадиями формирования фациальных комплексов и т. д.

Количественная роль отдельных генетических типов россыпей, частота их встречаемости в различных тектоно-геоморфологических условиях достаточно детально рассмотрены в ряде наших работ, посвященных месторождениям золотоносного пояса. Поэтому в общей схеме классификации месторождений, помещенной в конце настоящей главы, некоторые из приведенных выше данных повторены без дополнительных объяснений.

Ледниковые, озерные и литоральные россыпи, помещенные в сводной классификационной схеме, как известно, отсутствуют на территории Яно-Колымского пояса. Вот почему включение их в классификацию требует некоторых пояснений.

Ледниковая деятельность играет заметную роль в континентальном литогенезе Яно-Колымской складчатой зоны. Древние оледенения во многих участках золотоносного пояса сопровождались значительными накоплениями собственно ледниковых, флювиогляциальных и лимногляциальных отложений. Однако даже в тех случаях, когда процесс их накопления протекал в районах развития коренного оруденения, он в силу присущих ему особенностей не сопровождался концентрацией минералов. Поэтому россыпная металлоносность, имеющая промышленное значение, в них не встречается.

Ю. А. Билибин вообще сильно переоценивал роль ледниковой деятельности в россыпеобразовании, отдавая дань эпохе, когда кропотливое изучение четвертичных континентальных отложений часто подменялось дискуссиями по малообоснованным теориям оледенений.

Дженкинс (Jenkins, 1946), изучавший россыпи Калифорнийского золотоносного пояса, весьма выразительно охарактеризовал роль ледников в их образовании.

«Часто,— пишет он,— ошибочно образование месторождений золотоносного гравия объясняют действием глетчеров. В действительности глетчеры не концентрируют (разрядка наша.— *Н. Ш.*) минералов...»

«По этой причине, попытки добычи золота из ледниковых отложений, где были обнаружены обломки богатой, но широко разбросанной жильной породы, были обречены на неудачу» (стр. 165). Тем не менее в редких случаях, по-видимому, могут быть встречены моренные и флювиогляциальные непромышленные россыпные проявления, имеющие поисковое значение. Среди первых — разновидности конечноморенных и донноморенных проявлений. Это обстоятельство заставило нас выделять в предложенной классификационной схеме ледниковые россыпи.

Континентальный литогенез, как отмечено выше, в литоральной зоне сопровождается формированием осадков с промежуточными чертами; нередко к этой группе относятся и озерные образования. Имея в виду, что россыпи указанных генетических типов могут быть встречены среди древних дочетвертичных или эоплейстоценовых отложений, мы их включаем в схему классификации. В озерных и литоральных отложениях различаются донные, пляжевые и террасовые образования, в соответствии с чем и россыпи, которые могут быть в них установлены, следует разделять на донные, пляжевые и террасовые.

в) Морфологический ряд россыпей

Если для постановки поисков и перспективных оценок россыпной металлоносности главное значение имеют такие классификационные признаки как вещественный состав, возрастное их положение и генетические типы, то для проведения разведочных работ необходима классификация россыпей по форме, выдержанности и размерам. Эти признаки определяют плотность разведочной сети при разведке и опробовании, способ и методику разведки, способ подсчета запасов и даже способ их разработки и т. д.

В. М. Крейтер отмечает, что «...морфология месторождений полезных ископаемых действительно имеет огромное значение, так как разведка, подсчет запасов, эксплуатация в основном базируются на форме месторождений. Понять месторождение в природной обстановке — это значит понять прежде всего его форму» (Крейтер, 1940, стр. 12). Поэтому классификация должна учитывать морфологические особенности россыпей, которые в значительной степени определяются их возрастным положением и принадлежностью к тому или иному генетическому типу, подтипу, виду или разновидности. Выделенные в таблице классификационные ряды тесно связаны с морфологическим рядом, обнимающим непосредственно интересующие практику разведочного дела признаки месторождений. Классификация россыпей по морфологии в конечном счете сводит многие вопросы теоретической геологии россыпей к практическим критериям, необходимым для экономической оценки месторождения и для подготовки его к эксплуатации.

В практике разведки россыпных месторождений учитывается их оценка по выдержанности (имеется в виду сумма всех факторов, определяющих степень неравномерности распределения полезного компонента в пласте) в целом по месторождению. К этому относятся выдержанность контуров в плане, расчлененность их по различным морфологическим элементам рельефа, в пределах которого развиты металлоносные отложения, степень неравномерности распределения металла по горизонтали и вертикали и т. д. В этом ряду нами выделяются хорошо выдержанные, средневыдержанные и невыдержанные месторождения.

Наконец, классификация учитывает горнотехнические условия залегания и размеры россыпей. Эти признаки представляются очень важными при решении многих вопросов методики разведки, экономической оценки и эксплуатации месторождений. В соответствии с этим нами были выделены и описаны россыпи по условиям залегания — глубокозалегающие (с повышенной мощностью аллювия) и мелкозалегающие (с нормальной мощностью аллювия), а по размерам — очень большие (уникальные), большие, средние, небольшие и мелкие.

г) Возрастной ряд россыпей

Все три класса россыпей, выделенные нами в пределах Яно-Колымского пояса, включают большое количество месторождений одних и тех же генетических или морфологических типов, возникших, однако, в различные эпохи или геологические периоды континентального развития складчатой зоны. При этом многие признаки одних и тех же типов россыпей обладают некоторой повторяемостью; с течением времени эти признаки становятся все менее отчетливыми. Это объясняется тем, что россыпи, возникшие в прошлые геологические эпохи в условиях, почти аналогичных современным, в ходе дальнейшего преобразования теряют свои первоначальные признаки и, приобретая новые, переходят в другие генетические категории месторождений. Хотя формирование терригенно-минералогических провинций (и в их пределах россыпей соответствующих полезных ископаемых) и оторвано во времени от формирования эндогенных рудопроявлений, их пространственная и генетическая связь является настолько близкой, что становится совершенно необходимым учитывать и возрастное положение коренных источников.

Пространственная или генетическая связь россыпей с тем или иным возрастным типом эндогенной минерализации является важным элементом металлогенического анализа и поэтому отражена и в предложенной классификации. Наблюдаемая разница в образовании россыпей даже в отдельные эпохи четвертичного периода, в частности отчетливо фиксируемая сменой процессов выветривания коренных месторождений, обусловлена изменявшимися во времени физико-географическими условиями эволюции поверхности складчатой зоны.

Таким образом, построение всеобъемлющей классификации россыпей, включающей возрастной ряд, требует учета стратиграфических и геоморфологических признаков.

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изложенное выше показывает, что в предлагаемой классификации россыпных месторождений Яно-Колымского золотоносного пояса, основанной на рассмотренном выше фактическом материале, учтены вещественный состав, возраст, генетические и морфологические типы. Такое четырехстепенное подразделение позволяет объединять россыпи в соответствующие группы, или как мы их назвали раньше (1958), классификационные ряды, по важнейшему для данного ряда признаку.

Вещественный состав месторождений является высшим классификационным признаком. Полезное ископаемое определяет особый характер любого месторождения, независимо от его принадлежности к тому или иному возрастному или геоморфологическому комплексу, генетическому или морфологическому типу. Все россыпи, разделяемые по этому признаку на классы, далее систематизируются в трех классификационных рядах: генетическом, морфологическом и возрастном. Вообще же в этих рядах категории месторождений могут находиться в самых различных сочетаниях.

Генетический ряд объединяет типы месторождений, в которых далее выделяются виды, подтипы и разновидности россыпей. Для выделения генетических типов россыпей в основу положена генетическая классификация континентальных отложений, основанная на фациальных особенностях их формирования.

В морфологическом ряду месторождения систематизированы с учетом их формы, строения и размеров. Этот ряд суммирует наиболее

Схема классификации россыпей Яно-Колымского пояса

Классификационные ряды			Золотоносные, оловоносные и комплексные россыпи			
Генетический ряд			Морфологический ряд		Возрастной ряд	
Типы		Виды	Морфология	Строение	Стратиграфическое положение	Отношение к рельефу
Элювиальные		Околодайковые	Вытянутые или неправильной формы контуры, гнездовые	Весьма невыдержанные	Голоценовые	Современные
		Околожильные	Изометричные или неправильной формы контуры	Весьма невыдержанные		
		Околоштокверковые (включая зоны минерализованных дробленых пород)	Неправильной формы контуры	Весьма невыдержанные		
Делювиальные		Склоновые	Вытянутые контуры	Невыдержанные	Голоценовые, верхнеплейстоценовые, межледниковые	Современные
Солифлюкционные		Деллевые	Лентообразные залежи	Невыдержанные		
		Шлейфовые	Гнездовые	Невыдержанные	Голоценовые	Современные
Делювиально-аллювиальные, аллювиально-делювиальные		Ложковые, распадковые, террасоувальные	Гнездовые	Невыдержанные	Голоценовые	Современные
Аллювиальные	Пойменные	Косовые	Лентообразные Четковидные Гнездовые	Средней выдержанности	Голоценовые	Современные

Аллювиальные	Пойменные	Щеточные		Гнездовые	Весьма невыдержанные	Голоценовые	Современные
		Русловые		Изометричные	Средней невыдержанности		
		Долинные	Эрозионных долин с нормальной мощностью аллювия	Сложные Пластовые Лентообразные Изометричные Четковидные Гнездовые	Хорошо выдержанные Средней выдержанности	Голоценовые Верхнеплейстоценовые ледниковые Верхнеплейстоценовые межледниковые и доледниковые	Современные Древние
			Погребенных каньонов и тектонических впадин				
			Областей древнего оледенения				
	Внепойменные	Террасовые	Планиформных террас	Сложные Пластовые Лентообразные Изометричные Линзовидные Гнездовые	Хорошо выдержанные Средней выдержанности Весьма невыдержанные	Верхнеплейстоценовые (межледниковые), нижнеплейстоценовые (доледниковые)	Современные Погребенные
			Деформированных террас				
		Водораздельные (россыпи приподнятой прежней речной сети)		Сложные Гнездовые Четковидные Пластовые	Весьма невыдержанные Средней выдержанности Хорошо выдержанные	От голоценовых до третичных	Приподнятые
Ледниковые		Моренные		Гнездовые	Весьма невыдержанные	Верхнеплейстоценовые	Современные Погребенные
		Флювиогляциальные		Гнездовые	Весьма невыдержанные		
Озерные		Пляжевые		Пластовые Линзовидные	Средней выдержанности	Четвертичные	Современные Погребенные Приподнятые

Окончание

Классификационные ряды		Золотоносные, оловоносные и комплексные россыпи			
Генетический ряд		Морфологический ряд		Возрастной ряд	
Типы	Виды	Морфология	Строение	Стратиграфическое положение	Отношение к рельефу
Озерные	Террасовые	Пластовые Линзовидные	Средней выдержанности	Четвертичные	Современные Погребенные Приподнятые
Литоральные	Донные	Пластовые Изометричные	Хорошо выдержанные Средней выдержанности	От четвертичных до меловых	Современные Погребенные Приподнятые
	Пляжевые				
	Террасовые	Пластовые Лентообразные	Средней выдержанности		
Техногенные	Остаточные Целиковые	Контуры неправильной формы, гнездообразные	Весьма невыдержанные	Голоценовые	Современные
	Отвальные		Выдержанные		

важные черты месторождений Яно-Колымского пояса, широко используемые в непосредственной практике при подготовке месторождения к промышленной разработке и затем в процессе его эксплуатации.

В возрастном ряду учтено стратиграфическое положение месторождений и отношение их к современному, погребенному или приподнятому рельефу.

Классификация рассыпных месторождений Яно-Колымского пояса представлена выше, на сводной схеме (см. стр. 406).

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.— Л., 1938.

Жемчужников Ю. А. К вопросу о понимании и номенклатуре фаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, вып. 2.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М.— Л., Госгеолиздат, 1940.

Линдгрен В. Месторождения золота и платины. Перевод с англ. М.— Л., 1932.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1 и 2. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1955.

Нифонтов Р. В. Геология россыпей.— Труды треста «Золоторазведка» и Нигризолото, 1937, вып. 6.

Рейборн К., Мильнер Г. Поиски и разведка аллювиальных месторождений. ОНТИ, 1933.

Рожков И. С. Геология золотых и платиновых россыпей Северного и Среднего Урала и закономерности их развития. М., Геолтехиздат, 1954.

Рожков И. С. Основные факторы, определяющие закономерности размещения россыпей. Научная сессия по изучению закономерностей размещения россыпей. Изд-во АН СССР, 1959.

Саркисян С. Г. Петрография рыхлых касситеритсодержащих отложений Забайкалья.— Труды ИГН АН СССР, серия петрогр., 1941, вып. 50.

Шаманский Л. И. Геология россыпей. Иркутск, 1930.

Шанцер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1948, № 13.

Шило Н. А., Некоторые принципы классификации россыпных проявлений. Труды ВНИИ-1, геология, 1958, вып. 36.

Jenkins O. P. Geology of placer deposits. Placer mining for gold in California—Bull. 135, San Francisco, 1946.

Д. П. Сердюченко

БАРИТО-ГЕМАТИТОВЫЕ И СИЛЛИМАНИТО-КОРУНДОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗ АРХЕЙСКИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЯКУТИИ И ЮЖНОЙ АФРИКИ

В конце тридцатых годов на территории Южной Африки, среди архейских метаосадочных пород Kaaien-серии были обнаружены и потом изучены в провинции Намаквaленд (Namaqualand) мощные и протяженные выходы силлиманито-корундовых пород (Coetzee, 1940; Wiid, 1955) и сопряженных с ними барито-гематитовых, барито-гематито-кварцевых, гематитовых, баритовых и марганцево-железных руд (Mathias, 1940; Coetzee, 1958). Месторождения эти приурочены обычно к эрозионным реликтам при пенепленизации этой геологически древней области и обнажаются в обрывах плоских гор и пиков, возвышающихся над уровнем моря в пределах 1,1—1,2 *км*.

Коренные породы, слагающие эту область, делятся на три литологические группы: 1) перекристаллизованные кварциты, кварцево-серицитовые сланцы и кварцево-силлиманитовые сланцы; 2) кварцево-биотитовые сланцы и амфиболиты; 3) гранито-гнейсы («аплограниты»), гнейсы (рис. 1).

Перекристаллизованные кварциты — светло-серые, местами с отчетливой слоистостью или косослоистые, содержат спорадически гальки (величиною с голубиное яйцо) белого кварцита. Кварцитовый слой, слагающий плоскую возвышенность Джемсберга и окружающие его крутые обрывы, имеет мощность до 210 *м* и сложно-складчатое строение. К этому мощному пласту согласно примыкают более тонкие слои подобного же кварцита, и через силлиманитсодержащий кварцит, который развит ниже по склону, происходит постепенный переход в метаморфические породы второй группы. Серицит — постоянный компонент кварцитов, и, когда его много, порода становится отчетливо слоистой и приобретает серебристо-белую окраску и блеск. Слой буроватых силлиманитовых кварцитов встречается местами примерно на 9 *м* выше марганцовистой железной руды.

Кварцево-биотитовые сланцы подстилают кварциты и залегают с ними согласно. Их буроватый или почти черный цвет контрастно отличается от светлой окраски кварцитов. Слои конгломератов и отдельные кварцевые и кварцитовые гальки обычны в кварцево-биотитовых сланцах и доказывают их осадочное происхождение.

Гранито-гнейсы («аплограниты», по Coetzee, 1958) подстилают кварцево-биотитовые сланцы в районе Джемса (рис. 2). Они могут быть коррелированы с такими же гранитовидными породами из района Пелла (Coetzee, 1941) и очень похожи на розовые гнейсы, развитые вблизи Kakamas, в 209 *км* на восток от Джемса. Коэтзи (Coetzee, 1941, 1958)

считает эти породы кислым дифференциатом молодых намаквалендских гранито-гнейсов и даже предполагает возможность их интрузивного внедрения в кварцево-биотитовые сланцы, но Полдерварт и Бэкштрём (Poldervaart a. von Backström, 1949), детально изучившие эти розовые гнейсы из области Kakamas (в Капской провинции), пришли к обоснованному выводу, что они представляют собою глубоко измененные,

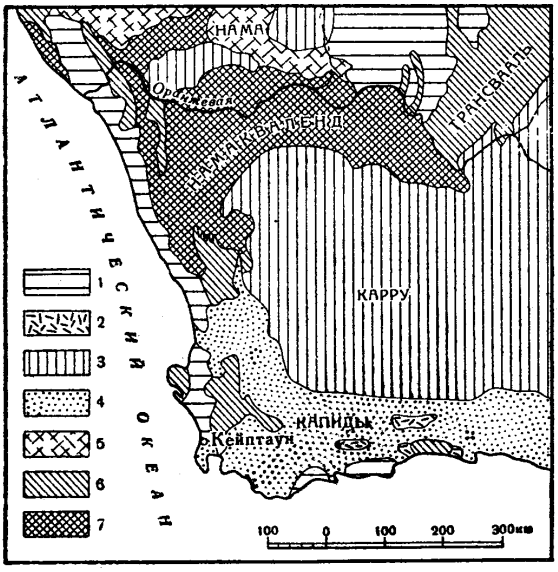


Рис. 1. Геологическая карта части южной Африки с древнейшими (более 3 млрд. лет) осадочно-метаморфическими толщами Намаквaленда, содержащими барито-гематитовые, гематито-марганцевые, силлиманито-корундовые месторождения (под ред. Р. Фюрон, изд. 1958, Международный геологический конгресс)

1 — четвертичные нерасчлененные и третичные континентальные отложения (Тк — Q); *2* — мезозойские морские отложения (Mz); *3* — карру-серия (осадочные и вулканогенные (Кг); *4* — герцинские и каледонские циклы — Капиды (Нс); *5* — палеозой морской — Нама и др. (Pz^{m}); *6* — докембрий IV — Трансвааль и др. (P^{cm} IV от 600 до 1000 млн. лет); *7* — докембрий I — Намаквaленд и др. (P^{cm} I — более 3000 млн. лет)

перекристаллизованные или гранитизированные осадки. Указанные авторы отмечают, что все широко развитые осадочно-метаморфические породы Какамасской площади (area) соответствуют Kaaien, которая здесь представлена также кварцитами и кварцито-серицитовыми сланцами; с ними переслаиваются тонкие глинистые или известковистые пачки. Глинистым пачкам соответствуют биотитовые или хлоритовые сланцы с магнетитом или без него; они содержат также кварц, микроклин, олигоклаз; в некоторых из них имеется много шерла, а также примесь флюорита, апатита и сфена. Известковистым же пачкам соответствуют параамфиболиты, кварцево-эпидотовые сланцы и разные известково-силикатные породы. Кварцево-серицитовые сланцы варьируют от кварц-альбитовых до кварц-альбит-микроклиновых разностей, с биотитом, магнетитом и гематитом или без них, иногда содержат эпидот и турмалин. Эти породы по простиранию местами ясно переходят в розовые гнейсы. Розовые аплогранито-гнейсы с кварцем, микроклином и альбит-олигоклазом имеют в подчиненном количестве магнетит,

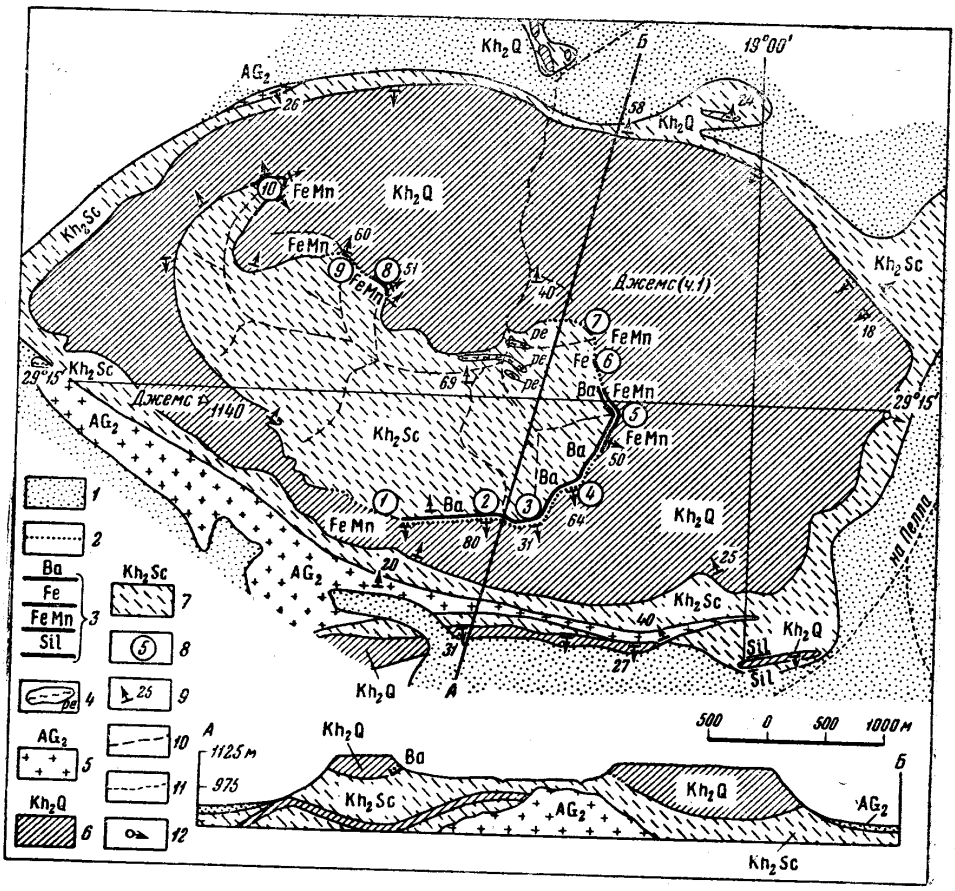


Рис. 2. Геологическая схема рудных месторождений в районе Джемса (I уч.), по Coetzee, 1958

1 — пески и другие рыхлые отложения; *2* — выходы ожелезненных пород; *3* — пластовые тела барита, гематита, марганцево-железных руд, силлиманитовых слоев; *4* — гранитные пегматиты; *5* — «апограниты» или метаморфизованные древние осадочные породы, в том числе аркозовые песчаники; *6* — кварциты; кварцево-серицитовые и кварцево-силлиманитовые сланцы; *7* — кварцево-биотитовые сланцы и амфиболиты; *8* — месторождения, упомянутые в тексте; *9* — простирание, падение и угол падения пород; *10* — водотоки; *11* — второстепенные дороги; *12* — родники

гематит и биотит, а из акцессориев — флюорит, апатит, циркон, турмалин. Здесь они называются «разовыми гнейсами». Белые аплограниты развиты в восточном своде Какамасской площади, где они прорваны «серыми гнейсами», образующими многочисленные «острова». За исключением окраски, эти аплограниты идентичны розовым гнейсам. В зоне центрального купола окружающий его пояс тонкослоистых, среднезернистых серых или красных гранулитов состоит из кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза с примесью амфибола, биотита или пироксена; акцессории — рудные минералы, сфен, ортит, апатит и циркон. Порода эта на местности образует возвышенности и постепенно переходит в розовые гнейсы. Ядро центрального купола образовано серыми гнейсами (кварц, калиевый полевой шпат, олигоклаз с примесью амфибола и биотита), которые очень похожи на высокометаморфизованные граниты.

Развитые на типичной платформе Kaaien-ские отложения состоят преимущественно из кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев. Однако большая часть площади (Kakamas) занята кварцево-полевошпатовыми породами. Их следует рассматривать как фациальную разновидность первоначальных Kaaien-ских осадочных пород, но отнюдь не как продукт метасоматической фельдшпатизации кварцитов или кварцево-серицитовых сланцев, так как псаммитовый их характер и обилие ксенолитов в наиболее древних основных изверженных породах показывают, что этот «метасоматоз и фельдшпатизация» могли бы произойти только задолго до внедрения древних «серых гнейсов». Таким образом, происхождение полевого шпата в кварцево-полевошпатовых породах (в частности, в розовых гнейсах-аплогранитах) не связано с магматическим привносом калия в процесс гранитизации, а имеет другое — осадочное происхождение. Польдерварт и Бэкштрём (Poldervaart a. Backström, 1949) поэтому считают, что кварцево-полевошпатовые породы из района Какамаса следует рассматривать как те же самые Kaaien-ские осадочные породы, но в большей своей части аркозовые, состоящие главным образом из кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза. Очевидно, что этот аркозовый материал был в основном получен от разрушения древнейших до Kheis-ских гранитов и перед своим отложением претерпел значительную транспортировку. Розовые гнейсы, гранулиты и гранито-гнейсы из сводовых частей обширной структуры рассматриваются этими авторами как осадочная серия с возрастающей степенью метаморфизма на следующих основаниях:

а) присутствие в этих полевошпатовых породах пелитовых и известково-магнезиально-железистых прослойков, согласно залегающих в складчатой структуре платформы (area);

б) слоистость и сланцеватость этих пород параллельны слоистости и сланцеватости ассоциирующих с ними несомненно осадочных образований;

в) постепенные переходы от одного типа пород к другому связаны с изменением степени их метаморфизма и типа складчатой структуры;

г) отсутствие ксенолитов и интрузивно-секущих отношений между членами кварц-полевошпатовой серии (розовые гнейсы-аплограниты, гранулиты, гранито-гнейсы) и заведомо осадочными породами (кварциты, кварц-серицитовые сланцы и др.);

д) присутствие совершенно одинаковых округлых (окатанных?) цирконов в розовых гнейсах и кварц-серицитовых сланцах.

По химическому составу аплограниты и розовые гнейсы совершенно однотипны и соответствуют кали-натровым гранитам, причем содержание главных компонентов (в %) в 4 опубликованных анализах колеблется в пределах:

SiO_2 —73,24—77,27
Al_2O_3 —11,56—15,28
Na_2O —2,03—3,18
K_2O—5,16—5,54

Изредка в кварцево-биотитовых сланцах встречаются тела пегматитового облика (кварц+слюда+полевой шпат).

Обнажения марганцовистых железных руд, гематитовых руд и баритов находятся на контакте или вблизи контакта кварцитов с нижележащими кварцево-биотитовыми сланцами и амфиболитами.

Баритовые пласты Джемсберга залегают почти на 10 *м* по вертикали ниже железной руды; руды и барит обычно не смешаны, но образуют

отдельные линзы и пластообразные тела, лежащие в соприкосновении или на продолжении друг друга.

Минералогическое изучение марганцево-железной руды (D. Groeneveld) показало, что она состоит из разных количественных сочетаний рудных минералов: якобсита — $(Mg, Fe, Mn)O \cdot Fe_2O_3$; криптомелана — $K_2O \cdot MnO \cdot 15MnO_2 \cdot nH_2O$; биксбиита — $(Mn, Fe)_2O_3$; псиломелана — $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ с примесью бария; пиролюзита — MnO_2 с небольшой примесью воды; гематита — Fe_2O_3, а также нерудных, которые представлены в ней кварцем, полевым шпатом, различными пироксенами и гранатом с содержанием около 50% мол. андрадита. Пустоты в руде часто заполнены скрытокристаллическим кремнеземом. Отдельные образцы руды состоят, например, из: а) криптомелана (30%), гематита (25%), кварца (40%), серицита (5%); б) биксбиита (15%), псиломелана (5%), гематита (50%), граната (30%); в) якобсита (40%), гематита (20%), пироксена+полевого шпата+граната (40%); г) якобсита (48%), криптомелана (48%), пиролюзита (3%), нерудных (1%). Колебания в минеральном составе ясно отражены и в химических анализах этих руд (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав марганцево-железных руд из месторождений Джемсберга в Южной Африке (в вес %)
(Coetzee, 1958)

Компоненты	Отражены		
	от	до	среднее из 14 анализов
SiO_2	8,28	28,22	14,38
Al_2O_2	0,28	9,67	4,04
Fe_2O_3	33,44	67,30	49,11
MnO	3,45	19,20	4,59
MnO_2	3,13	35,04	21,29
TiO_2	0,16	0,53	0,34
P_2O_5	0,05	1,41	0,54
BaO	0,03	2,45	1,14
CaO	0,00	5,48	0,39
SO_3	0,04	1,11	0,32
K_2O	0,40	2,10	0,86
$+ H_2O$	0,30	4,12	2,76
$- H_2O$	0,06	0,84	0,40
Суммма	—	—	100,16
Мощность, *см*	7	132	93

Выходы марганцево-железных руд в Джемсберге прерывисто прослеживаются по линии обнажений (в контакте кварцитов и нижележащих кварцитово-биотитовых сланцев с амфиболитами) на протяжении около 8 *км*.

Интересны размеры и мощности Fe-Mn-руд в отдельных обнажениях (рис. 1):

Обнажение 5— протяженность руды около 700 *м*, падение на В и СВ под углом 50°.

Кварциты	висячий бок
Железная руда	4,0 *м*
Белый кварцит	4,7

Железистый кварцит	9,2
Амфиболит	11,0
Железистый кварцит	4,0
Барит	1,7
Черный кварцит	4,5
Слюдяной сланец	28,2

Однако сравнительно небольшая в этом обнажении мощность баритового слоя к юго-западу (80 *м*) и к северу (280 *м*) быстро возрастает до 7,6 *м*, причем на северном участке имеется такой геологический разрез:

Темные кварциты	висячий бок
Барит с согласными прослойками кварцита, толщиной от 5 до 10 *см* . .	2,0 *м*
Сланец слюдистый	0,08
Кварцит железистый	0,76
Барит железистый, красноватый . . .	5,60
Сланец слюдистый	лежачий бок (падение СВ под углом 70°)

В обнажении 8 Mn-Fe-руды (мощностью от 0,4 до 1,4 *м*) прослеживаются почти на 250 *м*; они покрываются и подстилаются железистыми кварцитами и многократно чередуются с более мощными слоями железистых кварцитов (от 1,7 до 14,0 *м*); сами рудные слои состоят из более или менее связанных между собою отдельных линз.

В направлении к обнажениям 9 и 10 происходит, по-видимому, местное обеднение и фациальное выклинивание рудного горизонта. В первом тонкие рудные прослои (30—45 *см*) представляют вкрапления железо-марганцевых минералов во вмещающих и переслаивающихся с ними кварцито-сланцевых породах, а во втором развиты мощные и протяженные толщи железистых (ожелезненных) кварцитов, причем между кварцитами (вверху) и слюдяными сланцами (внизу) находятся прерывистые тонкие (от 1 до 8 *см*) прослойки марганцево-железной руды.

Марганцево-железные гематитовые руды в обн. 1 имеют на своем продолжении чисто гематитовые руды, причем в лежачем и висячем боках обоих тел залегают кварциты. Протяженность Mn-Fe-пласта около 70 *м*, мощность равна 2,1 *м*, а гематитовая линза прослежена на 30 *м* при толщине (в центре) около 4,5 *м*; падают рудные тела на ЮЗ под углом 40°.

В обнажении 6 гематитовая линза расположена, очевидно, ниже по разрезу, она имеет длину около 145 *м* и мощность (в центре) около 4,8 *м*; падение — на восток под углом 40°; висячий бок — кварциты, лежачий — амфиболиты. Следует отметить, что на северном и южном окончаниях руда постепенно (через вкрапленность) переходит в железистые кварциты и переслаивается с ними.

Приводим химический состав богатой гематитовой руды (среднее из двух близких анализов образцов из обнажений 1 и 6):

SiO_2	1,78	BaO	0,66
Al_2O_3	0,67	SO_3	0,76
Fe_2O_3	93,56	K_2O	0,15
MnO_2	0,24	$+H_2O$	1,47
TiO_2	0,52	$-H_2O$	0,06
P_2O_5	0,27		
Сумма	100,14		

Из этих данных видно, что в гематите имеется примесь кварца, барита и титановых минералов (ильменита или рутила). Некоторые образцы этой руды магнитны, вероятно, от примеси магнетита.

Баритовый пласт обнажается среди осыпей во многих местах между обн. 1 и участком в 350 *м* к северу от обн. 5; обилие и мощность выходов показывают, что баритовый пласт гораздо более непрерывный, чем тела железной руды, которые залегают параллельно. Наблюдаемая длина по простиранию равна 2500 *м*, а падение — в глубину склона под углами от 30 до 50°.

Цвет барита в порядке относительной распространенности — серый, розовый, красноватый и белый. Прозрачный барит имеется в отдельных пачках или образует прослои в других типах. Барит рассечен многочисленными трещинами; часто окрашивание его связано с примесью железосодержащих минералов. Состав баритовой руды приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав баритовой руды (в вес. %)
(по данным Coetzee, 1958)

Компоненты	От	До	Среднее из 6 анализов
$BaSO_4$	85,18	98,27	93,32
Fe_2O_3	0,64	8,47	2,48
SiO_2	1,09	8,25	3,97
$CaSO_4$	0,10	1,02	0,25
MnO_2	0,01	0,16	0,06
Сумма . . .	—	—	100,08
Удельный вес . . .	4,06	4,53	4,29

Баритовое тело местами содержит согласные прослойки кварцитов протяжением до нескольких метров, а также включения мелких кварцитовых линзочек длиною в несколько десятков сантиметров.

Интересен разрез баритового пласта в обн. 4:

Кварциты	висячий бок
Красноватый (железистый) барит	0,9 *м*
Белый барит	1,6
Красноватый (железистый) барит	0,6
Железистый кварцит	0,5
Красноватый (железистый) барит с кварцитовыми включениями .	1,8
Серый барит	7,2
Слюдистые кварциты с линзами сланца	лежачий бок

По описанию Коэтзи (Coetzee, 1940, 1941), типичный массивный барит — среднезернистый (зерна главным образом от 1 до 5 *мм* в диаметре), в шлифах видно двойникование и волнистое погасание.

В образце с 98,27% $BaSO_4$ среди барита зерна гематита расположены равномерно и наибольший их размер обычно не превышает 0,24 *мм*, но более мелкие идиобласты со средним диаметром около 0,07 *мм* встречаются гораздо чаще.

В образце с одинаковым количеством кварца, барита и гематита гематитовые кристаллы с размерами от 1,46 *мм* до 0,95 *мм* расположены не только среди барита, но и среди кварца и между зернами кварца и

барита. Изредка цепочка из баритовых и гематитовых зерен окаймляет крупные кварцевые индивиды, которые иногда имеют ситовидную структуру от их мелких включений (рис. 3 и 4).

Очень сходные с описанными барито-гематито-кварцевые руды известны у фермы Зурватер (Zuurwater) в 17 *км* к северо-западу от Джемсберга Mathias, 1940). Они залегают, по-видимому, в двух горизонтах и находятся в Kaaien-ских кварцитах, которые подстилаются и покрываются сланцами, а последние, в свою очередь, согласно залегают на таких же Kaaien-кварцитах.

Северная и южная серия обнажений отстоят одна от другой почти на 290 *км*, причем тела кварцитов, сланцев и руд падают на ССВ под углом от 22 до 37° и отделены друг от друга прерывистыми выходами розовых гранито-гнейсов.

В южных выходах железных руд барит образует примесь к кварцу и непосредственно мало связан с гематитом. Барито-гематито-кварцевая руда имеет видимую мощность около 1,8—2,0 *м*. Химический анализ штуфов соответствует следующему минеральному составу (в %):

Кварц	41,3	Магнетит	2,5
Барит	18,1	Гематит	30,6
Ильменит	0,3	Лимонит	6,6
Сумма			99,4

Стратиграфически немного ниже контакта Kaaien-ских кварцитов и подстилающих их слюдистых сланцев, в самой верхней зоне последних развиты силлиманитовые и силлиманито-корундовые породы. Вероятно, они сохранились и под мощной толщей кварцитов в районе Джемсберга, но там, где обнажаются непосредственно сланцы, силлиманитовые образования, вероятно, уже разрушены и смыты.

Два обнажения массивного силлиманита имеются на обоих склонах кварцитового холма вблизи южной окраины фермы Джемс в 360 *м* и 450 *м* к северу от шоссе.

Северное тело прослеживается непрерывно по простиранию почти на 200 *м* и обнаруживает ясные пережимы и раздувы, в среднем имеет мощность около 50 *см*. Оно находится внутри бурого слюдистого сланца на расстоянии от 30 до 50 *м* от подошвы кварцитов и падает к югу с углами, варьирующими от места к месту. Силлиманит мягкий, ломкий и грязно-бурого цвета.

Южное месторождение силлиманита имеет, возможно, линзовидную форму; оно имеет около 30 *м* в длину и около 9 *м* в толщину вблизи центра; падает (круто) к югу, его висячий бок состоит из сланцеватых кварцитов, а лежачий — из бурых слюдистых сланцев. Силлиманит здесь твердый, белый до светло-серого. В шлифах довольно обильны зерна ильменита со средним диаметром 0,24 *мм*, и местами встречаются красновато-бурые кристаллики рутила.

В 20 милях (34 *км*) на северо-запад от описанных линз, возле ферм Wortel и Koenabib, известно пять месторождений силлиманита; они лежат почти на прямой линии длиною более 4 *км* и к югу от нее. Все месторождения залегают здесь также в слюдистых сланцах, и их стратиграфическое положение только немного ниже толстой пачки Kaaien-кварцитов. Силлиманитовые тела отчетливо линзовидны как по простиранию, так и по падению.

Силлиманито-корундовые месторождения в Намаквaленде были описаны Coetzee (1940) и Wiid (1955). Они расположены в районе Pella и

Swartkoppies. Наиболее крупное у фермы Pella содержит около 400 000 *т* (long tons), а меньшее — около 100 000 *т*. Чисто силлиманитовые крутые, быстро выклинивающиеся инфильтрационные жилы пронизывают «руду» и имеют мощность до 1 *м*.

Ближайшая ж.-д. станция — Kakamas, в 255 *км*, из которых 95 *км* прекрасной дороги (шоссе). Продуктивная формация относится, оче-

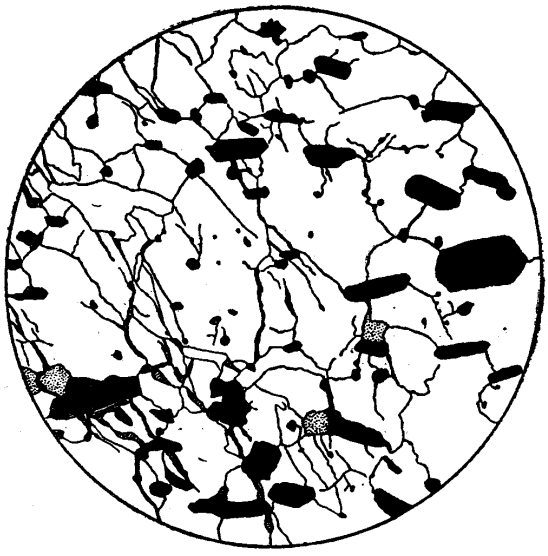


Рис. 3. Кварцево-магнетитово-гематитово-баритовая рудоносная порода с 50—75% рудного минерала. Удлиненные магнетитово-гематитовые кристаллы расположены среди зерен кварца; некоторые из них по трещинкам содержат гидроокислы железа. Барит (обозначен точками) частично замещает кварц и рудные зерна. Проходящий свет. Увел. 40. Намаквaленд

видно, к серии Kaaien и состоит из гранитизированных осадков, на которые налегают метакварциты, амфиболиты и в меньшем количестве различные известково-силикатные (анортит-эпидот-гранатовые) осадочно-метаморфические породы, местами с тремолитом и диопсидом (Coetzee, 1941). Вся толща падает на север под углом 10—30°. Устойчивые при выветривании гранитизированные породы образуют на местности гребни из холмов, которые ясно отражают региональную структуру в виде широкой мульдообразной складки. Корундо-силлиманитовое месторождение у Swartkoppies состоит из пяти соединяющих холмов (высотою до 20 *м*) общим протяжением около 400 *м*, с наибольшей шириной около 150 *м* (перпендикулярно простиранию). Холмы окружены продуктами механического разрушения пород, в которых содержатся грунтовые воды; дренирует местность р. Оранжевая, протекающая в 20,4 *км* от месторождений. В шлифах руда массивна, с фибролитовым силлиманитом, который прорастает корундом и местами его явно замещает (табл. 3). Больших кристаллов корунда нет, но мелкие неправильные и субгедральные кристаллы до 1 *см* в диаметре встречаются в некоторых слабовыраженных зонах.

«Во всех этих и многих других собранных (R. G. Niemoller) анализах количество TiO_2 обычно превосходит или только немного меньше

чем Fe_2O_3. Поэтому TiO_2 необходимо сочетать со всем железом в виде ильменита, а избыток TiO_2 может быть представлен в виде рутила. Это отношение также приложимо к большинству анализов силлиманито-корундовых пород, которые приведены Видом (Wiid, 1955). В 46 из 54 анализов различных типов руд из месторождений в окрестностях Pella TiO_2 может удовлетворять железо (ильменит) или оставляет избыток

Рис. 4. Кварцево-магнетитово (гематитово)-баритовая рудная порода с расположением барита (обозначено точками) в промежутках между кварцем и рудным минералом. Проходящий свет. Увел. 67. Намаквaленд

в виде рутила. Многие анализы силлиманитовых пород показывают сравнительно высокий процент общей воды. Это может быть обусловлено присутствием бёмита ($Al_2O_3 \cdot H_2O$). Последний так же, как и каолинит, был установлен сотрудниками Британской керамической исследовательской Ассоциации в образцах силлиманитовой руды из месторождений Koenabib (58—62% Al_2O_3 и 0,65—5,78% H_2O) посредством рентгеновского исследования» (Coetzee, 1958).

Средний минеральный состав месторождения в Swartkoppies: силлиманита 53%, корунда 41%, ильменита 2,77%, рутила 1,19%, прочих 2,04%. Отношение между силлиманитом и корундом сильно колеблется; имеются руды не только с преобладанием силлиманита, но и с преобладанием корунда. Если чисто силлиманитовые руды содержат обычно около 60% Al_2O_3, то корундо-силлиманитовые — от 61 до 80% Al_2O_3 (Coleman, 1956).

Коэтзи (Coetzee, 1940), исходя из химических анализов и текстуры силлиманито-корундовых пород в районе Pella, рассматривал их как перекристаллизованные алюминиевые осадочные породы (бокситы) со значительной примесью вулканического материала. Свой (правильный!) взгляд на генезис этих образований он отразил и в названии статьи: «Sillimanite-corundum rock — a metamorphosed bauxite in Namaqualand». Составленная D. I. L. Visser'ом геологическая карта этой области ясно показывает, что это — специфический осадочный глиноземистый горизонт, первоначально залегавший между песчанистыми и известня-

ково-доломитовыми слоями. Породы эти были интенсивно метаморфизованы, причем силлиманито-корундовая порода (метабоксит) находится in situ и окружена, а местами перекрыта песками и элювием (Roux, 1952).

Таблица 3

Химический состав силлиманитовых руд из Джемса, Вортеля и Кэнабиба (в вес. %)

Компоненты	От	До	Среднее из 6 анализов
SiO_2	33,27	37,44	35,06
Al_2O_3	55,61	61,98	58,43
Fe_2O_3	0,21	2,72	1,07
TiO_2	0,63	3,11	1,77
P_2O_5	0,00	0,39	0,12
MgO	0,22	0,50	0,29
CaO	0,26	0,70	0,35
Na_2O	0,00	0,21	0,05
K_2O	0,07	0,94	0,33
$+ H_2O$	0,65	5,78	2,38
$- H_2O$	0,00	0,20	0,05
Сумма . . .	—	—	99,90

Матиас (Mathias, 1940) предполагал эпигенетическое происхождение и для барита, и для железных руд, которые он рассматривает как метасоматические образования, генетически связанные с магматическим (гранитным) источником; при этом барит он считает выделившимся из наиболее поздних гидротермальных (апогранитовых) растворов.

К такому же выводу для ряда соседних месторождений Намакваленда (Gams, Pella и др.) пришли Коэтзи (1940, 1958) и Вид (1955).

Одинаковый генезис баритовых и железных руд допускается ими из следующих соображений:

а) смежное положение рудных тел;

б) барит находится в значительных количествах (от 0,3 до 2,5% BaO) в железной руде;

в) окисное железо устойчиво входит в состав баритовой руды (от 0,6 до 8% и более).

На эпигенетическое же происхождение баритовых и железных руд, по их мнению, указывают следующие обстоятельства:

а) на месторождениях в Зурватере и Джемсе мощность боковых пород, которые лежат между баритовым и железорудным горизонтами, гораздо больше в первом месторождении (несколько тысяч метров), чем в последнем (менее чем сто метров); по нашему мнению, это может быть результатом фациальных и палеогеографических отличий или складчатости;

б) при залегании руд в антиклинальной структуре можно, по мнению Коэдзи и Вида, предположить, что эпигенетическое (инфильтрационное) рудоотложение могло протекать вдоль контакта между слоями кварцитов и сланцев столь же успешно, как и через трещины, образовавшиеся в кварцитах при складкообразовании. Мы, однако, должны отметить, что рудоносные слои были вовлечены в складкообразование вместе с вмещающими породами, и отсутствие где-либо на обширной

территории Намаквaленда структурно-тектонического контроля оруденения говорит за его сингенетичность и не в пользу эпигенетичности;

в) железная руда, по мнению этих авторов, не относится к одному и тому же стратиграфическому горизонту. В южной и восточной частях Джемсберга подстилающие породы состоят из кварцитов, но в северо-восточной и северной частях породы лежачего бока — сланцы, местами только с прослоями кварцитов. Коэтзи и Вид интерпретируют это как инфильтрационное проникновение, но гораздо проще и обоснованнее объяснить это фациальными переходами между сланцами и кварцитами и часто встречающимся переслаиванием обеих пород вблизи их контакта; кроме того, сингенетичные рудные тела могли испытывать и последующие местные перемещения, перекристаллизацию и деформации в зонах складчатости, а поэтому и наличие толстых (а не плоских, чечевицеобразных) рудных линз также не может служить убедительным эпигенетическим признаком.

Во многих пунктах, как отмечают авторы, отложения были подвергнуты воздействию термального метаморфизма и сильно изменены. Ортопироксены и андрадит развиты соответственно в сильно метаморфизованных магнезиальных известковых породах. Гаусманит, якобсит и биксбиит являются высокотемпературными минералами и были поэтому продуктом термального метаморфизма или гидротермального замещения.

Месторождение геологически древнее, поэтому многократно испытало воздействия различных метаморфических и тектоно-магматических процессов. А вызванные этим переотложения и перекристаллизации обусловили и появление плоских прослойков (менее 1 *м* в длину) кварцитов в баритовых телах и характерную для кварц-гематито-баритовых архейских руд последовательность минералообразования: кварц — гематит — барит.

Таким образом, на обширной территории Намаквaленда в Южной Африке подчиненные в общем одному стратиграфическому горизонту, между кварцитами вверху и слюдисто-полевошпатовыми породами (розовыми гнейсами, гранулитами, гранито-гнейсами) внизу,— расположены пластовые и согласно-линзовидные месторождения силлиманита (и корунда); несколько выше их обычно лежат в этой же зоне тела барита и гематита, барито-гематито-кварцевых и марганцево-железных руд. Как условия залегания (приуроченность к одному стратиграфическому горизонту), так и геохимическое родство (качественно один и тот же химический состав руководящих элементов: Fe — Mn — Si — Ba — Ti), постепенные переходы одних рудных тел в другие или во вмещающие породы, отсутствие какого-либо структурно-магматического контроля оруденения и самих изверженных пород, которые можно было бы считать источником рудного вещества,— все это заставляет отвергнуть предположения о магматичности баритовых, барито-гематито-кварцевых и марганцево-железных руд в архее Намаквaленда. Однако бесспорно мнение об образовании здесь силлиманито-корундовых и силлиманитовых пород в результате метаморфизма древнейших кор выветривания; при этом следует, очевидно, считать, что первые образовались за счет боксито-каолинитовой, а вторые — за счет каолинитовой коры. В ряде случаев кора выветривания была смешанной. Остаточные боксито-каолинитовые породы инфильтрационно пронизывались крутыми, выклинивающимися с глубиною жилами каолинита,— все это ясно отражено в аналогичных отношениях залегающих in situ боксито-силлиманитовых пластов и секущих их жил и жилок силлиманита в Pella. Логически и геологически невозможно резко отграничить ни во време-

ни, ни по характеру процессов, происхождение силлиманито-корундовых пород от образования баритово-гематитово-марганцевых руд. Последние, по нашему мнению, также генетически относятся к метаморфизованным продуктам той же самой древней коры выветривания, которая длительно и мощно развивалась на полевошпатово-слюдистых (в частности, аркозовых) породах, местами обогащенных рудными и темноцветными минералами. Понятно, что поверхностное выветривание этих толщ привело к развитию на них остаточных накоплений каолинито-бокситового и латеритового состава с выносом (химическим и механическим) в окружающие низины железисто-марганцевых, кремнеземистых, бариевых продуктов выветривания, с образованием аккумулятивных месторождений. Источником бария следует считать подвергшиеся гипергенному разложению слюды и главным образом калиевые полевые шпаты, содержащие обычно от 0,*n*% до 2—3% BaO в своем составе. Под влиянием кислорода, углекислоты и воды в зоне поверхности шло разложение калиевого и бариевого компонентов гиалофанов по схеме:

$$K_2Al_2Si_6O_{16}+CO_2+2H_2O=Al_2Si_2O_5(OH)_4+K_2CO_3+4SiO_2,$$
$$BaAl_2Si_2O_8+2CO_2+3H_2O=Al_2Si_2O_5(OH)_4+Ba(HCO_3)_2.$$

Транспортировка Ba шла или в сорбированном виде с помощью глинисто-железисто-марганцевых соединений или в виде $Ba(HCO_3)_2$ с последующим выпадением в виде $BaSO_4$ в присутствии иона SO_4, столь обычного в болотно-озерных или прибрежно-лагунных водоемах, куда стекали и воды, несущие продукты разложения пиритсодержащих слоев, органических остатков, и где могли развиваться и серобактерии, выделяющие серную кислоту.

Давно известно преимущественное накопление бария в железисто-марганцевых корах выветривания и в железных и особенно марганцево-железных гипергенных рудах. Так, например, в зоне третичного и современного выветривания каменноугольных отложений Донецкого бассейна, за счет разложения слюдисто-аргиллитовых, полевошпатово-песчаниковых (аркозовых) пород, углей и сопровождающих их сидеритовых и пиритовых прерывистых прослойков и конкреций, произошло метасоматическое оруденение и окремнение выходящих на поверхность известняковых пластов (Serdjutschenko, 1931), причем в ряде случаев они замещены гидроокислами железа или гидроокислами железа и марганца со значительным содержанием рыхлого барита (до 1,2% BaO).

Детальное исследование керченских железо-марганцевых месторождений (Попов, 1911; Чухров, 1937) показало широкое и разнообразное по формам развитие в этих рудах барита. Ф. В. Чухров (1937), в согласии с данными Энгельхардта (Engelhardt, 1936), источником бария считает приносившиеся с суши растворы (двууглекислого бария, коллоидальные формы), а также перемещаемый в осадки полевошпатовый детрит. При этом в фиксации бария существенную роль играли отрицательные коллоиды, особенно коллоидная двуокись марганца, а также глинистые коллоиды и кремнезем. Этой адсорбционной концентрации бария в марганцевых и других коллоидных минералах содействовали, очевидно, большой радиус и малый гидратный объем его ионов.

Очень сходные с южно-африканскими корундо-кианитовые (с силлиманитом) и барито-гематито-кварцевые месторождения имеются в архейских толщах Южной Якутии (табл. 4). Известное здесь Гематитовое месторождение расположено в 2,5 *км* к юго-востоку от крупнейшего на Алдане Таежного магнетитового месторождения (Сердюченко, Глебов и др., 1960). Оба они подчинены продуктивному горизонту федоровской

свиты иенгрской серии. Пластообразные магнетитовые тела Таежного залегают стратиграфически ниже, среди доломитовых мраморов и кальцифиров, диопсидовых, диопсидо-форстеритовых и форстеритовых (часто серпентинизированных) сланцев, среди которых значительную роль играют биотито-графитовые (нередко с турмалином, иногда с примесью силлиманита) и пироксено-роговообманковые гнейсы и сланцы. Пластовые гематитовые кварциты и кварцито-гнейсы и гнездовидные гематито-барито-кварцевые и гематито-кварцевые (крупнозернистые) тела Гематитового месторождения стратиграфически расположены выше, на границе продуктивного горизонта с «надрудным» горизонтом. Последний же сложен в основном силлиманитовыми или силлиманито-биотитовыми гнейсами, гнейсо-кварцитами и кварцитами, содержащими кордиерит и значительное или большое количество — местами турмалина (Таежное), местами гематита (Гематитовое).

Таблица 4

Химический состав гематито-кварцево-баритовых руд из Якутии и Намаквaленда (в вес. %)

Компоненты	1	2
SiO_2	41,65	41,34
TiO_2	0,07	0,15
Al_2O_3	3,40	—
Fe_2O_3	32,89	37,98
Cr_2O_3	Следы	—
FeO	0,40	0,87
MnO	Следы	Следы
MgO	0,72	—
BaO	10,74	11,86
CaO	0,60	—
$Na_2O + K_2O$	2,98	—
P_2O_5	0,12	Следы
SO_3	5,62	6,18
S	Нет	—
V_2O_3	Не обн.	—
П. п. п.	0,71	0,95
Сумма . . .	99,90	99,33

1 — Кусковая проба 40/1950 гематито-кварцево-баритовой руды из Гематитового месторождения в Южной Якутии (Сердюченко, Глебов, 1960).

2 — Штуф гематито-барито-кварцевой руды из Зурватера, Намаквaленд, Южная Африка (Mathias, 1940).

Вмещающими породами для руд Гематитового месторождения служат: вверху главным образом биотитовые, биотито-силлиманитовые и силлиманитовые гнейсы, кварцито-гнейсы и кварциты, содержащие почти всегда мартит и гематит, а в лежачем боку — главным образом параамфиболиты и пироксено-роговообманковые сланцы. Рудное тело залегает согласно с вмещающими породами и имеет форму линзы со средней мощностью около 100 *м* и длиною до 600 *м*. Простирание северо-западное, падение на СВ под углом 60°. Оно состоит из чередующихся тонко- или среднезернистых силлиманитовых, силлиманито-гематитовых и гематитовых кварцитов и кварцито-гнейсов (с тонкослоистой или вкрапленной текстурой), среди которых расположены гнездовидные участки обычно крупнозернистых, богатых гематито-барито-кварцевых руд. В гематитовых кварцитах содержание рудного минерала колеблется от 10 до 50% по объему, барит по-существу отсутствует, но он составляет от нескольких до 20% в барито-гематитовых рудах. В последних гематит кристаллизовался позже кварца и местами его явно замещает, а зерна барита нередко расположены в промежутках между ними или его агрегатные выделения разъедают кварц и гематит (рис. 5 и 6). В гематитовых кварцитах, при их фельдшпатизации под влиянием инъекций молодых аляскитовых гранитов, видны инфильтрационные выделения и секущие микрожилочки барита, а в зонах тектонических трещин образуются рудные брекчии

с очень крупными кристаллами полупрозрачного горного хрусталя (до 25 *см*), ромбоэдрических и таблитчатых кристаллов гематита (до 10 *см*) и барита. Таким образом, налицо несколько возрастных генераций кварца, гематита и барита, причем перемещения и перекристаллизация барита были связаны и с инъекцией аляскитов, которые, однако, не были, очевидно, источником бария. В зонах разломов циркулировали уже позднеархейские или протерозойские гидротермы, вызвавшие появление

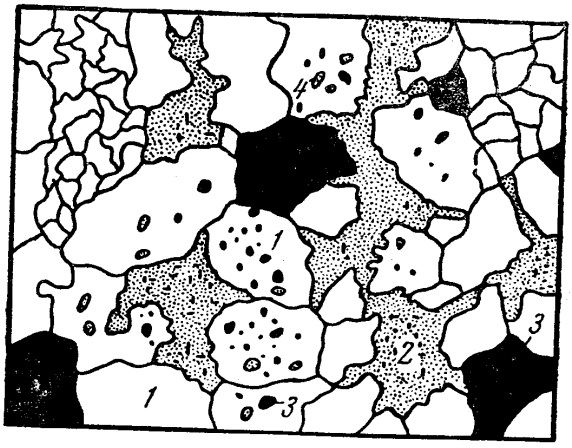


Рис. 5. Разнозернистая кварцево-гематитовая порода с обильными ксенобластовыми выделениями барита, замещающими кварц. В зонах кварца местами многочисленны точечные и мелкозернистые включения железного блеска и апатита. Обр. Г-274/1958. Увел. 24. Южная Якутия (Глебов, 1961)

1 — кварц; *2* — барит; *3* — гематит; *4* — апатит

гигантских кристаллов SiO_2 и Fe_2O_3 и развитие мусковита, а потом — низкотемпературную серицитизацию, эпидотизацию, хлоритизацию.

Несмотря на ряд выполненных уже на Гематитовом месторождении работ, до сих пор оставался неясным вопрос об источнике бария и деталях генезиса гематито-барито-кварцевых руд, хотя осадочно-метаморфическое происхождение гематитовых кварцитов уже не вызывает сомнений (Сердюченко, Глебов, Маракушев и др.).

Особенностью Гематитового месторождения является не только наличие значительного количества барита, но и особый для архейских руд Якутии облик гематита и его повышенная титанистость (0,*n*% TiO_2), которая на два порядка превосходит титанистость гематитовой примеси (0,00*n*% TiO_2) в некоторых магнетитовых рудах Таежного месторождения (Маракушев, 1958). Химические анализы этого гематита показали в нем содержание 1,24% TiO_2 (по материалам Л. В. Климова) и 0,58% TiO_2 (Сердюченко, 1952). Приуроченность барито-гематито-кварцевых руд Алдана к участкам развития высокоглиноземистых сланцев и сходность геологических условий их залегания с гематито-барито-кварцевыми архейскими рудами Намаквaленда в Южной Африке позволяют предположить, что эти алданские руды представляют собою также глубокометаморфизованные древнейшие продукты выветривания (сохранившиеся in situ или делювиальные) полевошпатовых (аркозовых в том числе) пород и что источником бария были калиевые полевые шпаты и слюды, подвергшиеся поверхностному разложению (каолинизации, бокситизации).

Отметим, что в архейских гранито-гнейсах из аналогичных алданским рудоносных формаций штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси в США в первичных микроклинах содержится только 0,1—0,3% BaO, причем это количество повышается до 1,2—2,3% BaO в недвойниковых разностях, подвергшихся перекристаллизации в условиях инъекций и мигматизации (Баддингтон, 1961). Калиевые полевые шпаты из осадочно-метаморфических пород гранулитовой фации (из гранит-чарнокитов и гранулитов) Анабарского щита в Сибири содержат BaO в пределах 0,30—0,50%,

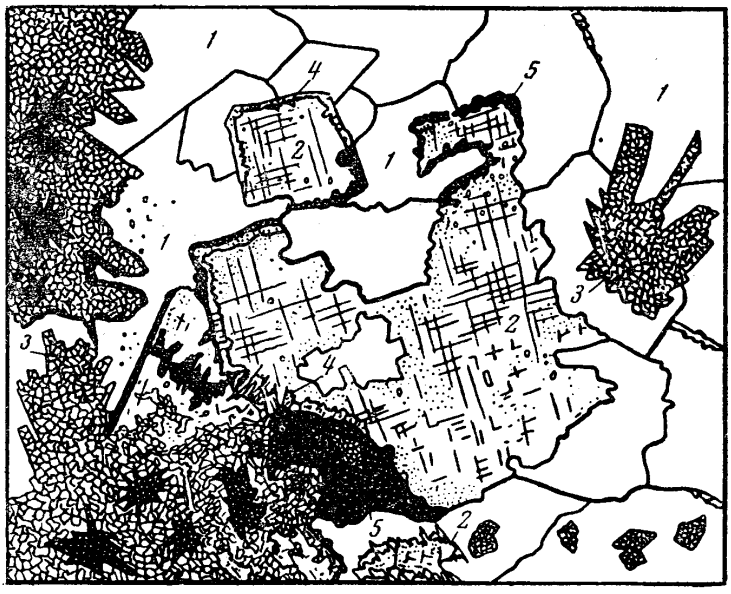


Рис. 6. Замещение мелкочешуйчатым хлорито-серицитовым агрегатом кристаллов барита в гематито-кварцево-баритовой руде. Гематитовое месторождение. Обр. Г-408/1957. Увел. 80, николи + (Сердюченко и Глебов, 1960)

1 — кварц; *2* — барит; *3* — хлорит и серицит; *4* — серицит; *5* — гематит и лимонит

но при переходе их в породы более низкой (амфиболитовой) ступени метаморфизма (гастингситовые, титанисто-биотитовые гнейсы и сланцы) в результате автодиафтореза — калиевые полевые шпаты при своей перекристаллизации теряют почти весь барит, сохраняя в своем составе всего только 0,04% BaO (Закруткин, 1962). Ортоклаз с 0,26% BaO входит в состав фельдшпатизированных гематитовых кварцитов Гематитового месторождения, причем при замещении гематита ортоклазом выделяются тончайшие иголочки рутила; субщелочные диопсидовые граниты Таежного месторождения, образовавшиеся, как считает А. А. Маракушев (1958), в результате гранитизации доломитов, имеют в ортоклазе 0,22% BaO. Все это значительно или сильно повышенные количества BaO, что особенно хорошо видно из сравнения со средним (из 106 анализов, по Чирвинскому, 1953) составом микроклинов и ортоклазов из гранитов и гранит-пегматитов, в котором BaO составляет 0,03%. В этой связи следует отметить, что образование барита в зоне геологически более позднего докембрийского выветривания наблюдается, например, на Сиваглинском железорудном месторождении, на Алдане Здесь архейские магнетитовые руды, сопровождаемые форстерито-кли-

ногумитовыми, диопсидо-флогопитовыми, пироксено-амфиболо-скаполитовыми и биотито-плагиоклазовыми гнейсами и сланцами, подверглись полной или частичной мартитизации, и обломки таких мартитизированных руд встречены в базальных слоях кембрийских толщ, покрывающих архей с резким несогласием. Силикатные же составные части рудных тел и боковые породы подверглись глубокой хлоритизации (многостадийной), нонтронитизации и окварцеванию. Просмотр многочисленных шлифов (Сердюченко и Павлов, 1960) показал, что во многих случаях вдоль трещин и в порах этих хлорито-гематитовых (мартитовых) руд имеются отдельные зерна или агрегаты матово-бесцветного апатита и стеклянно-прозрачного барита. Очевидно, что здесь при формировании коры выветривания барий был высвобожден из решеток калиевых полевых шпатов и магнезиально-железистых слюд (около 1% BaO), а сульфатный ион получен при поверхностном окислении пирита и пирротина, почти всегда входящих в состав южноякутских руд и пород. Отметим, что геохимическая связь бария с калием видна даже в скаполитах: обычные их (Na—Ca)-разности с K_2O до 1% не содержат бария совсем, но «калиевый скаполит» с 5,88% K_2O имеет все же в своем составе 0,15% BaO (Сердюченко, 1955).

Развитие нижнеархейской коры выветривания в Южной Якутии подтверждается и существованием в пределах той же иенгрской серии мощных и протяженных месторождений корундовых и кианито-корундовых пород по р. Иенгре (Озеров и Быховер, 1936). Антиклинальная складка сложена здесь мощной толщей архейских осадочно-метаморфических пород, среди которых выделяются разные плагиоклазовые сланцы и гнейсы, параамфиболиты, оливино-пироксеновые и пироксено-карбонатные породы, а также гранатовые гнейсы, силлиманитовые, графитовые (с кварцем и серицитом, иногда с кианитом) и магнетито-роговообманковые сланцы и кварциты. Последние то почти мономинеральные, то серицитовые (и при этом — с сильным блеском) или хлоритовые; часто содержат биотит, плагиоклаз, рутил, циркон, пирит, кианит, графит, силлиманит и гранат. Силлиманитовые сланцы образуют маломощные прослои в графитовых или плагиоклазовых сланцах, содержат кварц, рутил; обогащаясь гранатом (ряда пироп — альмандин), переходят в гранатовые сланцы. Биотитовые граниты, дающие переходы в аплитовидные (аляскитовые) разности, образуют обычно маломощные послойные инъекции в гнейсы, только в отдельных местах преобладая над материалом вмещающих пород.

В зоне разгнейсования и хлорито-мусковито-эпидотового изменения архейских толщ (под влиянием «становой» протерозойской орогении) здесь обнаружена серия линейно (на северо-запад) вытянутых разобщенных коренных и элювиальных выходов корундо-кианитовых пород с примесью маргарита, рутила, диаспора и турмалина, подчиненных зеленым хлорито-мусковитовым смятым и развальцованным участкам с реликтами биотито-роговообманковых и других архейских гнейсов и сланцев. Вторичным изменениям подверглись и сами кианито-корундовые породы, местами перешедшие в хлорито-корундовые или мусковито-корундовые разности.

Все корундо-кианитовые месторождения имеют форму пластовых линз и приурочены к одному стратиграфическому горизонту древней осадочно-метаморфической толщи; вместе со всеми другими породами архея они подверглись «гнейсоидному» перерождению и более или менее сильному замещению относительно низкотемпературными минералами, причем вне месторождений «становые» хлорито-эпидото-мусковитовые образования корунда, кианита и турмалина не содержат. Химический

состав корундовых и кианитовых пород из обоих (Чайнытского и Джилиндинского) месторождений очень сходен с составами бокситовых и бокситo-каолиновых отложений из ряда месторождений СССР и зарубежных. К. Н. Озеров и Н. А. Быховер (1936) пришли к правильному и обоснованному выводу о том, что корундо-кианитовые месторождения и сопровождающие их кристаллические сланцы имеют осадочно-метаморфическое происхождение и генетически связаны с метаморфизмом архейских осадков, в том числе бокситов и бокситовых глин, которые сформировались при особой фациальной обстановке, «благоприятной для образования, переноса и переотложения латеритного материала с местным накоплением залежей бокситов» (стр. 85). Химический состав древних корундо-кианитовых пород из разных сильно удаленных друг от друга регионов приведен в табл. 5.

Таблица 5

Химический состав корундо-кианитовых осадочно-метаморфических пород (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	25,24	32,53	30,32	32,65	26,01
TiO_2	0,70	2,55	1,37	0,19	5,55
Al_2O_3	72,05	59,68	65,23	63,60	63,30
Fe_2O_3	0,16	0,97	0,67	2,18	0,41
Cr_2O_3	Не опред.	0,70	0,23	—	—
FeO	0,22	Не опред.	0,13	—	0,54
MgO	0,10	0,30	0,20	0,62	—
CaO	0,11	0,66	0,30	0,94	—
Na_2O	0,15	0,75	0,32	—	0,09
K_2O	0,38	0,92	0,46	—	
$+H_2O$	0,69	1,34	0,88	0,45	MnO — 0,01
$-H_2O$	0,14	Не опред.	0,06		+1,00 −0,08
Сумма . . .	99,94	100,40	100,17	100,63	99,99

1. Корундо-кианитовая порода с р. Иенгры, Южная Якутия (Озеров, Быховер, 1936).
2. Синяя корундо-кианитовая порода с мусковитом. Содержание корунда в этом образце, подсчитанное по 3 шлифам, равно 11% (оттуда же).
3. Среднее из трех анализов кианитовых (с примесью корунда) пород Чайнытского месторождения (оттуда же).
4. Среднее из четырех анализов кианитовых пород с месторождения Zapsa Buru, Индия (Dunn, 1929).
5. Силлиманит-корундовая порода, Pella, Южная Африка (Coetzee, 1940).

Таким образом, в пределах Сибирского, Индийского и Южно-Африканского щитов имеются древнейшие архейские осадочно-метаморфические толщи, содержащие в своем составе и метаморфизованные аркозовые породы, подвергшиеся длительному поверхностному разложению с образованием кор выветривания. Латерито-бокситовые и каолино-гидрослюдистые продукты в благоприятных физико-географических и фациальных условиях образовывали остаточные (in situ), элювиальные и делювиальные железисто-марганцевые, глинисто-бокситовые, глинистые и смешанные Mn-Fe- и Fe-Al-накопления, которые под влиянием последующего (тоже архейского) метаморфизма были потом превращены в корундовые и силлиманито- или кианито-корундовые породы, а

также в гематито-марганцевые, марганцево-гематито-баритовые, гематито-барито-кварцевые руды.

Сопоставление с более молодыми и неметаморфизованными толщами позволило уже давно (Dunn, 1929; Озеров и Быховер, 1936; Coetzee, 1940) убедительно установить генетическую природу корундо-силлиманитовых и корундо-кианитовых образований, которые соответствуют наиболее древним из известных на Земле нижнеархейским (катархейским) корам выветривания; их абсолютный возраст близок к 3 млрд. лет. Однако генезис геологически и пространственно сопряженных с ними железисто-марганцевых месторождений в районе Намаквaленда ошибочно рассматривался южноафриканскими геологами как магматогенный, а для бария в гематито-баритовых рудах или принимался (без какой-либо убедительной аргументации) тот же магматический источник (Южная Африка), или вопрос оставался нерешенным (Южная Якутия). В настоящей работе мы сделали попытку разъяснить все эти дискуссионные вопросы и после рассмотрения конкретной геологической обстановки, сопоставления ее на разных, очень удаленных территориях, и использования общих геолого-геохимических закономерностей пришли к обоснованному выше выводу о принадлежности и железо-марганцевых, и гематито-баритовых месторождений к метаморфизованным продуктам древнейших кор выветривания. При этом барий имел своим источником главным образом калиевые полевые шпаты и слюды древних пород, из которых он высвобождался при их глубоком гипергенном разложении. Как это хорошо видно на территории Южной Якутии, кианито-(силлиманито)-корундовые и гематито-барито-кварцевые образования местами подверглись интенсивному инъекционному и гидротермальному воздействию поздних архейских и протерозойских интрузий, а перед началом кембрийского цикла морского осадконакопления все эти и другие архейские руды и породы вновь местами подверглись поверхностному окислению и разложению с образованием мощных остаточных мартито-хлоритовых кор выветривания (Сердюченко, 1960).

ЛИТЕРАТУРА

Баддингтон А. Ф. Окисные Fe- и Fe-Ti-минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси США. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Глебов А. В. О происхождении Гематитового месторождения в Южной Якутии. В кн.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.

Закруткин В. В. Граниты юго-восточной части Анабарского щита.— Изв. Высших учебных заведений, геология и разведка, 1962, № 4.

Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданской плиты.— Труды Дальневост. филиала АН СССР, серия геол., 1958, вып. 5.

Озеров К. Н. и Быховер Н. А. Месторождения корунда и кианита в Верхне-Тимптонском районе Якутской АССР.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 82.

Попов С. П. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов.— Труды Геол. музея АН СССР, 1911, вып. 4.

Сердюченко Д. П. Геолого-петрографическое и минералогическое исследование железорудных месторождений Алданского горнопромышленного района Якутской АССР.— Труды Якутской комплексной экспед. СОПС АН СССР, 1952, вып. 1.

Сердюченко Д. П. Калиевые скаполиты из Южной Якутии. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд-во АН СССР, 1955.

Сердюченко Д. П. Хлориты из докембрийской коры выветривания на железорудном месторождении Сивагли. В кн.: «Железные руды Южной Якутии». Изд-во АН СССР, 1960.

Сердюченко Д. П. и Павлов В. А. Сиваглинская группа железорудных месторождений. Там же.

Сердюченко Д. П. и Глебов А. В. Таежная группа железорудных месторождений. Там же.

Чирвинский П. Н. Средний химический состав главнейших минералов изверженных, осадочных и метаморфических пород. Изд. Харьковского ун-та, 1953.
Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов.— Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1937, № 3.
Coetzee C. B. Sillimanite-corundum rocks: a metamorphosed Bauxite in Namaqualand.— Trans. Roy. Soc. S. Africa, 1940, **28**.
Coetzee C. B. The petrology of the Goodhause-Pella area in Namaqualand, South Africa.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1941, **44**.
Coetzee C. B. Manganiferous iron ore, hematite, barite and sillimanite on Gams (portion 1), Namaqualand. Bull. 28, Dept. Mines, South Africa, 1958, Pretoria.
Coleman J. The Pella-Swartkoppies corundum-sillimanite deposits.— South Afric. Min. a. Engng. J. 1956, pt 1, N 3293.
Dunn J. A. The Aluminous Refractory Materials: Kyanite, Sillimanite and Corundum in Northern India.— Mem. Geol. Survey India, 1929, **52**, pt. 2.
Engelhardt W. Zur Geochemie des Bariums.— Chem. Erde, 1936, **10**.
Mathias M. The occurrence of barite in an iron ore deposit in Namaqualand.— Trans. Roy. Soc. S. Africa, 1940, **28**, pt 3.
Poldervaart A. and von Backström J. W. The study of an area at Kakamas (Cape Province).— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1949, **52**.
Roux H. D. Promising corundum-sillimanite deposits in Springbok district.— South Afric. Min. a Engng. J. 1952, pt 2, N 3077.
Serdjutschenko D. Chemisch-mineralogische und morphologische Untersuchungen der Eisenerze aus dem Revier Sulin im Donez-Steinkohlenbecken.— Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1931, **42**, H. 1.
Wiid D. de N. The Pella corundum-sillimanite deposits. Published report for Pella Refractiry Ore S. A. (Pty.), Ltd. South West Africa, 1955.

С. В. Левченко, Е. Т. Бобров

О ПЕРСПЕКТИВЕ БОКСИТОНОСНОСТИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МИНУСИНСКИХ КОТЛОВИН

В связи с наличием бокситов и бокситоносных отложений в девонских отложениях Салаира и северных склонов Кузнецкого Ала-Тау была сделана попытка выяснить возможность бокситоносности нижнего и среднего девона Минусинской впадины.

Минусинская межгорная впадина с трех сторон окружена высокими горными хребтами. Западной границей ее являются Абаканский хребет и Кузнецкий Ала-Тау, высотой 1400—2100 *м* над уровнем моря, южной — хребет Западный Саян (2000—2200 *м*), восточной — хребет Восточный Саян (2700—3200 *м*); северной границей принято считать хребет Арга (300—500 *м*).

Минусинская впадина представляет сложное тектоническое сооружение почти изометричной формы, несколько вытянутое в меридиональном направлении. В нем выделяется ряд субширотных крупных котловин, разделенных невысокими (800—1200 *м*) поднятиями. Южная котловина носит название Южно-Минусинской, северная — Чебаково-Балахтинской или Северо-Минусинской. Кроме них выделяются еще две котловины меньших размеров: Сыдо-Ербинская и Назаровская.

Абсолютная высота Минусинской впадины, если прослеживать ее вдоль русла Енисея, возрастет с севера на юг от 150 до 300 *м*. Левобережная часть Южно-Минусинской котловины и почти вся Чебаково-Балахтинская сложены осадочными породами и характеризуются в основном широкоувалистым рельефом. Правобережная часть Южно-Минусинской котловины и юг Чебаково-Балахтинской в связи с большим развитием здесь эффузивных отложений, отличаются более резкими формами рельефа (холмисто-сопочными и др.). На всей территории впадины распространены замкнутые озерные котловины.

Гидрографическая сеть распределена по Минусинской впадине неравномерно. Основная водная магистраль впадины (р. Енисей) принимает справа много рек, стекающих с Восточного Саяна; главные из них: Сыда, Туба, Оя, Сисим. С левобережья Енисей принимает очень немного притоков, главным из которых является р. Абакан. В Чебаково-Балахтинской котловине протекает р. Чулым, которая с притоками относится уже к бассейну Оби. Все они имеют характер, типичный для горных рек, выходящих на равнину,— полноводность, быстрое течение, широкое с большим количеством протоков русло. Бессточные котловины заняты солеными озерами; наиболее крупными из них являются: Белое, Черное, Иткуль, Шира, Улух-Коль.

Климат, почва и растительный покров в Минусинской впадине очень пестры и разнообразны. Основной закономерностью в распределении климатических и почвенно-растительных условий является вертикальная зональность.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Девонская межгорная впадина, несмотря на общую изометричность своей формы и некоторую вытянутость в меридиональном направлении, все же в основном представляет ряд унаследованных субширотных структур.

Во всех известных районах фундаментом Минусинской впадины являются отложения, сформированные еще в эпохи синия, нижнего и среднего кембрия. Эти отложения образовали ряд структур глыбово-складчатого порядка во время байкальской и последующей салаирской складчатости. Последнюю мы считаем завершающей фазой байкалид. В силу этого салаириды представляются нам структурами не самостоятельного значения, а завершающими байкальские движения и в то же время намечающими новый тектонический рисунок, характерный уже для каледонид. Образование структур, слагающих фундамент Минусинской впадины и ограничивающих ее, охватывает несколько эпох складчатости. Так, структуры Восточного Саяна были сформированы во время байкальских движений, Западного Саяна — каледонских, Кузнецкий Ала-Тау, Батеневский кряж, Казыр-Кизирское поднятие, Белыкское поднятие, хребет Арга, Солгонский кряж, Копьевский купол и другие — ранневарисцийских, до живетских.

В истории формирования Минусинской межгорной впадины можно выделить несколько этапов, падающих на различные эпохи девона. Заложение трех основных впадин: Южно-Минусинской, Сыдо-Ербинской и Чебаково-Балахтинской произошло в нижнем девоне. Эти впадины были ограничены на юге каледонидами Западного Саяна, на севере и северо-востоке — салаиридами хребта Арга и байкалидами Восточного Саяна. Их разделение между собой осуществили поднятия Салаирид — Батеневский кряж, Казыр-Кизирское и Беллыкское. Преобладающими формациями, которые образовались в эпохи нижнего девона и в эйфельское время среднего девона, были эффузивные и красноцветно-эффузивные; только в юго-западную часть Южно-Минусинской впадины проникли морские карбонатные осадки (таштыпская свита).

Второй этап начинается в предживетское время. В эту эпоху, по-видимому, сформировался ряд структур, таких как Солгонский кряж, Копьевский купол, Новоселовская антиклиналь и др., разделившие Северо-Минусинскую впадину на Назаровскую и Чебаково-Балахтинскую. В живетское время характер отложений еще раз резко меняется. В отложениях среднего девона преобладают карбонатные осадки лагунно-морского и морского типа (мергеля, карбонатные песчаники и алевролиты, известняки).

В начале верхнего девона еще раз происходит резкая смена отложений, получают широкое развитие континентальные толщи, характерные для франского и фаменского ярусов верхнего девона.

Детальный литологический анализ девонских отложений позволяет высказать несколько общих положений об особенностях седиментации в девонское время. Материал, слагающий основные толщи девона, имеет эффузивную природу. Это или эффузивные породы, или пирокластические породы разной размерности, или граувакки, т. е. породы, образованные из перемытого и переотложенного вулканогенного материала

В подчиненном количестве отмечается переотложенный материал разрушенных интрузивных пород. Следует отметить, что в более верхних горизонтах (верхнего девона) растет количество пеплового материала, выброшенного в атмосферу и отложившегося в различных областях континентальных осадков (реках, озерах, болотах).

Хемогенные, а тем более биогенные образования занимают в отложениях девона подчиненное положение и получают развитие главным образом в отложениях живетского яруса. Высказанные рядом геологов (В. С. Мелещенко, Э. Н. Яновым и др.) положения о наличии ряда закономерных ритмов в девонских отложениях, начинающихся образованием грубозернистой красноцветной толщи и заканчивающихся накоплением сероцветных тонкозернистых осадков, нуждаются в существенных коррективах. На фоне довольно широко распространенной мелкой ритмичности, подчеркивающей большую пестроту фаций, можно наметить только три крупных комплекса, которые могут быть выделены в отложениях девона Минусинской впадины, а именно: эффузивно-осадочный — нижний, существенно карбонатный — средний и красноцветный — верхний.

Следует подчеркнуть особенно пестрый характер фаций в вулканогенно-осадочном комплексе, а также в отложениях низов живетского яруса (абаканская и толтаковская свиты).

Эта пестрота фациального состава и сложность взаимоотношения различных свит до сих пор не дали возможности выработать стратиграфический разрез для отложений нижнего девона и эйфельских отложений среднего девона.

В частности, до сих пор остается спорным взаимоотношение между эффузивно-осадочным и существенно карбонатным комплексом, равно как возраст эффузивно-осадочного комплекса, залегающего в основании девонских отложений в северных котловинах (Чебаково-Балахтинский, Назаровской, Сыдо-Ербинской), и следовательно, время формирования этих северных котловин.

Мы полагаем, что сейчас накопился достаточный фактический материал, который позволяет считать, что время формирования эффузивно-осадочного комплекса во всех отдельных котловинах охватывает низы девона и эйфельский век среднего девона. Иными словами, как заложение отдельных частей Минусинской впадины, так и интенсивное проявление вулканизма происходили синхронно во всех впадинах.

Наличие значительных по мощности базальных толщ, углового несогласия в основании живетских отложений (абаканская, толтаковская свиты) позволяют утверждать, что между живетскими и эйфельскими отложениями имеет место региональный перерыв. Предживетские тектонические движения привели к формированию ряда новых структур (Солгонский кряж, Копьевский купол и др.) и, по-видимому, к поднятию ранее образованных структур, таких как Арга, Батеневский кряж, Белыкское поднятие, Кузнецкий Ала-Тау и др. Поднятия эти происходили с разной интенсивностью, что подчеркивается быстрой сменой фации толтаковской свиты и изменением ее мощности.

Так, в Новоселовском разрезе мощность толтаковской свиты составляет около 300 *м* и состав ее конгломератовый, причем в самом основании преобладает галька диаметром 10—15 *см*, состоящая сплошь из эффузивных пород нижнего девона. Выше в 20—25 *м* от подошвы состав гальки существенно меняется и наряду с эффузивными породами, широкое развитие получают интрузивные кремнистые известняки, свидетельствующие о размыве нижележащих отложений кембро-синия. Мощность толтаковской свиты в районе Кокоревской антиклинали значительно

уменьшается, до нескольких десятков метров, и состав пород также меняется, преобладают песчаники.

Исследования А. Р. Ананьева показывают, что в большинстве интересующих нас мест — район Шира, восточное ограничение Чебаково-Балахтинской мульды, низы Сидо-Ербинской, северные границы Южно-Минусинской,— везде им была обнаружена флора, позволяющая вмещающую их толщу эффузивно-осадочных отложений относить к образованиям нижнедевонского возраста.

Представляется, что непрерывные разрезы отложений девона, изученные В. С. Мелещенко и Беляковым в юго-западной части Южно-Минусинской впадины, являются скорее исключением, своеобразным переходным районом к морским толщам более западных областей (Салаир, Кузбас, Алтай), чем разрезом, характерным для Минусинского межгорного прогиба.

Учитывая наличие указанного выше регионального перерыва в предживетское время, заметно иной фациальный состав живетских отложений, а также меньшую размерность терригенного материала этих отложений, мы основное внимание обратили на изучение коры выветривания, погребенной под живетскими отложениями и на изучение пород районов возможного переотложения указанных кор выветривания.

Нами было осмотрено несколько районов с развитием девонской коры выветривания.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ, РАЗВИТАЯ НА ДОДЕВОНСКИХ И НИЖНЕДЕВОНСКИХ ПОРОДАХ И ПЕРЕКРЫТАЯ ПОРОДАМИ СРЕДНЕГО ДЕВОНА

Ведущими геохимическими процессами, протекающими в корах выветривания, являются гидролиз и растворение пород, окисление, гидратация, выщелачивание и коллоидный перенос, сорбция и метасоматическое замещение; огромную роль играют биохимические процессы.

Важную роль в энергии и направленности геохимических процессов играют: влажность, температура, кислородный потенциал, pH, микробиологические процессы.

Наличие бокситовых месторождений в эйфельских отложениях Салаира и бокситопроявлений в среднедевонских отложениях северных районов Кузнецкого Ала-Тау, позволяет нам считать, что климат в эту эпоху и в пределах юга Красноярского края был благоприятным для формирования латеритных кор выветривания и бокситообразования.

Рассматривая с этих позиций отрезок времени между верхами нижнего и до середины среднего девона в Минусинских котловинах мы обнаружили, что нижнедевонские эффузивные породы в ряде мест несут в верхних частях своих разрезов, химически переработанную оглиненную зону. Вопросу описания исследованных участков с ярко выраженным глинистым профилем на породах нижнего девона и посвящается настоящая работа.

На Северо-Восточной окраине Чебаково-Балахтинской впадины по р. Черемушке, впадающей справа в Енисей у сел. Ермолаево, встречена серия обнажений нижне- и среднедевонских пород.

Наибольший интерес представляют обнажения в 5 *км* выше устья р. Черемушки. Здесь, вдоль правого берега реки, на подстилающих зеленокаменных породах кембрия с угловым несогласием залегает

с пологим падением (∠5—8°) вулканогенная свита нижнего девона (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Конгломераты, содержащие гальку и валуны гранитов и заленокаменных пород	25
2. Диабазы, образующие не менее двух покровов, разделенные шлаковыми образованиями, общей мощностью	60
3. Лабрадоровые порфириты, образующие группу покровов	80
4. Диабазы, диабазовые порфириты, частично базальты; серия покровов	135
5. Лабрадоровые порфириты	30
6. Серия покровов диабазов, диабазовых порфиритов и базальтов, которым подчинены отдельные маломощные пачки вулканических брекчий и пластов плагиопорфира.	

Эта последняя серия несет на себе следы выветривания.

Правый берег р. Черемушки здесь представляет собой почти отвесные скалы, сложенные диабазовыми и порфиритовыми покровами вишневого цвета. Породы разбиты трещинами отдельности, выполненными кальцитом и гематитом.

Вверх по разрезу трещиноватость увеличивается. С. увеличением раздробленности породы меняется и ее цвет от вишневого к зеленому.

В верхних частях обнажения, где процессы выветривания наиболее выражены, наблюдается тонкая дресва зеленых порфиритов, интенсивно оглиненных.

На неровную поверхность выветрелых порфиритов с угловым несогласием в 5—10° ложатся известковые конгломераты и известняки, отнесенные И. В. Лучицким, по аналогии с соседними, фаунистически охарактеризованными районами, к живетскому ярусу (бейская свита).

На основании проведенного петрографо-минералогического изучения пород коры выветривания, в них выделены три зоны:

1. Зона свежих пород, не затронутых процессами химического преобразования.

2. Зона начальной дезинтеграции и хлоритизации пород.

3. Хлоритовая зона с частичной монтмориллонитизацией и каолинизацией.

Процессы, связанные с изменением пород снизу вверх, идут постепенно. Причем, в разрушении и преобразовании пород участвуют как химические, так и механические процессы выветривания.

Зона свежих пород, не затронутых процессами химического преобразования. Порфиритовый диабаз. Структура интерсертальная, мелкозернистая, отчасти микрозернистая. Порода состоит из идиоморфных призматических зерен плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены пироксеном и стеклом. Порода эпидотизирована. Отдельные участки сложены крупными порфировыми выделениями плагиоклаза и оливина.

Присутствуют рудные минералы: ильменит, гематит и гидрогематит. Плагиоклазы, оливин и стекло частично хлоритизированы. Карбонатные прожилки, пересекающие породу, корродируют зерна плагиоклазов.

Зона начальной дезинтеграции и хлоритизации. Выше по разрезу наблюдается резкое увеличение трещиноватости. Трещины выполнены халцедоном, кристаллическим кальцитом и хлоритом. Последний приурочен к пустотам между зернами кальцита. В прожилках встречаются обломки нацело каолинизированных эффузивов с сохранившейся реликтовой структурой. С увеличением трещиноватости увеличивается хлоритизация породы. Порода приобретает зеленую окраску. Плагиоклазы, пироксены и оливины полностью хлоритизиро-

ваны, наблюдается окрашивание отдельных участков основной массы породы гидроокислами железа в бурые тона. Карбонат, развивающийся по трещинкам и прожилкам, частично замещает основную массу породы.

Зона хлоритовая с частичной монтмориллонитизацией и каолинизацией. Макроскопически — это зеленого цвета породы, существенно оглиненные, разбитые густой сетью трещин. Порода приобретает сетчатое строение. Трещины выполнены халцедоном, кальцитом, хлоритом, монтмориллонитом, каолином; кальцит преобладает.

Под микроскопом наблюдается не только хлоритизация основной массы породы, но и ее пелитизация. Хлорит развивается по стеклу, плагиоклазам и пироксенам. Он имеет зеленый цвет и слабо плеохроирует. $Ng - Np = 0{,}010—0{,}014$; $2V = 48°$; оптически положителен с косым угасанием и константами, близкими к клинохлору. Плагиоклазы обычно замещаются глинисто-хлоритовым чешуйчатым агрегатом.

Более внимательное изучение шлифов позволяет установить, что процесс хлоритизации развивается неодинаково. По плагиоклазам хлорит развит в тонких трещинках и мелких пустотках, количество которых обычно столь велико, что создается впечатление полного замещения кристаллов плагиоклаза хлоритом. Замещение хлоритом основной стекловатой массы происходит с краев, где хлорит выделяется в виде тонких чашуек, к центру чешуйчатость исчезает и развиваются коломорфные структуры.

Процессы вторичных изменений в пироксенах несколько отличаются от тех изменений, которые характерны для плагиоклазов и основной стекловатой массы. В пироксенах развиваются гидроокислы железа, подчеркивая как контуры зерен, так и трещины внутри их, внутренняя часть обычно заполнена хлоритом, а иногда монтмориллонитом. Почти аналогичная картина наблюдается и в изменении зерен оливина.

Процесс каолинизации и монтмориллонитизации, идущий по хлориту, более или менее одинаков для различных составляющих породу частей. Каолин и монтмориллонит развиваются по периферии чешуек хлорита, а иногда наблюдается и полное замещение хлорита каолином.

Замещение хлорита каолином обычно начинается с центральных частей, где развиты коломорфные структуры.

Процессы карбонатизации также имеют широкое распространение при вторичном изменении эффузивных пород.

Вторичное преобразование рудных минералов происходит следующим образом: ильменит постепенно по краям замещается лейкоксеном, а по магнетиту образуются бурые каемки гидроокислов железа, иногда же он нацело замещается гематитом и гидрогематитом.

На волнистую размытую поверхность коры выветривания порфиритов с небольшим угловым несогласием налегает 10-сантиметровый прослой алевролита, состоящего из различно окатанных зерен кварца, полевых шпатов, ильменита, сцементированных карбонатом. Зерна полевых шпатов нацело каолинизированы, встречаются отдельные участки породы, где цемент представлен также каолином, в цементе присутствуют гидрослюды и хлорит. Карбонат корродирует зерна плагиоклаза. Прослой алевролита перекрыт известковистыми конгломератами мощностью свыше двух метров. Обломки конгломератов представлены хлоритизированными и оглиненными порфиритами. Выше залегают известняки бейской свиты.

Известняки на контакте с корой выветривания содержат большое количество эффузивного, алевролитовой размерности, и пелитового

(с каолином) материала. Выше по разрезу количество этого материала постепенно уменьшается, и известняки приобретают нормальный состав. На отдельных участках наблюдалась сотовая структура известняков, образовавшаяся за счет перемыва коры выветривания порфиритов.

В северо-западной части Салгонского кряжа по левому берегу Борсуки, в 5 *км* выше устья, обнажены базальтовые порфириты нижнедевонского эффузивного комплекса.

Макроскопически это вишневого цвета породы с порфировыми выделениями.

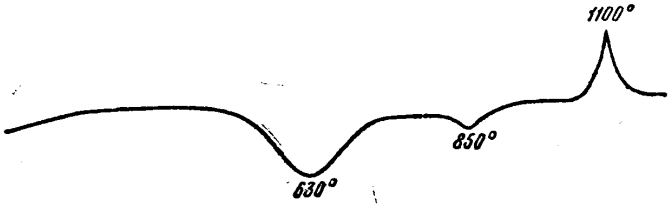


Рис. 1. Термокривая, указывающая на присутствие каолинита

Под микроскопом порода оказывается нацело преобразованной вторичными процессами и представлена агрегатом каолинита, монтмориллонита, гематита и гидрогётита. Встречаются участки, выполненные гидрохлоритом и кальцитом.

Каолинит развивается по полевым шпатам и основной массе. Мелкие образования гидрохлорита, наблюдающиеся в шлифе, развиты по стекловатой части породы. Термоанализ образцов этой породы показывает: эндоостановка 630° и экзоостановка 1100°. Эти остановки указывают на присутствие каолинита, а эндоостановка 850° отвечает кальциту. Характер кривой изображен на рис. 1.

Выделения гематита и гидрогётита приурочены к реликтам темноцветных минералов и к основной массе: оливину, авгиту и магнетиту.

Каолинизированные полевые шпаты в шлифе имеют серую окраску (рис. 2).

Кальцит выполняет пустоты в породе. Зерна ильменита окружены размазанной каймой лейкоксена.

Мощность видимой части этой зоны в обнажении не превышает трех метров. Менее выветрелые эффузивы скрыты здесь под четвертичными отложениями. На размытую неровную поверхность коры выветривания эффузивов ложатся вишневого цвета конгломераты, состоящие из различно окатанных галек известняков и эффузивов. Размер галек от 0,5 до 5 *см* и более.

Гальки эффузивов обычно нацело каолинизированы (рис. 3). Цемент конгломератов, карбонатно-глинистый. Термокривая, показанная ниже (рис. 4), дает основание считать, что в составе цемента конгломератов содержится как каолинит, так и кальцит.

На рис. 5 показана термокривая гальки эффузивов, которая дает все основания полагать, что галька нацело состоит из каолинита.

Мощность конгломератов колеблется от 1 до 5 *м*. На конгломераты налегают известняки бейской свиты. В подошве известняков прослеживается прослой (30 *см*) песчаников, по составу аналогичный прослою, встреченному в основании известняков в разрезе реки Черемушки (рис. 6).

Изучение пород этого прослоя под микроскопом показывает, что в породе содержится значительное количество глинистых продуктов (каолинит-гидрослюдистого состава) коры выветривания эффузивов.

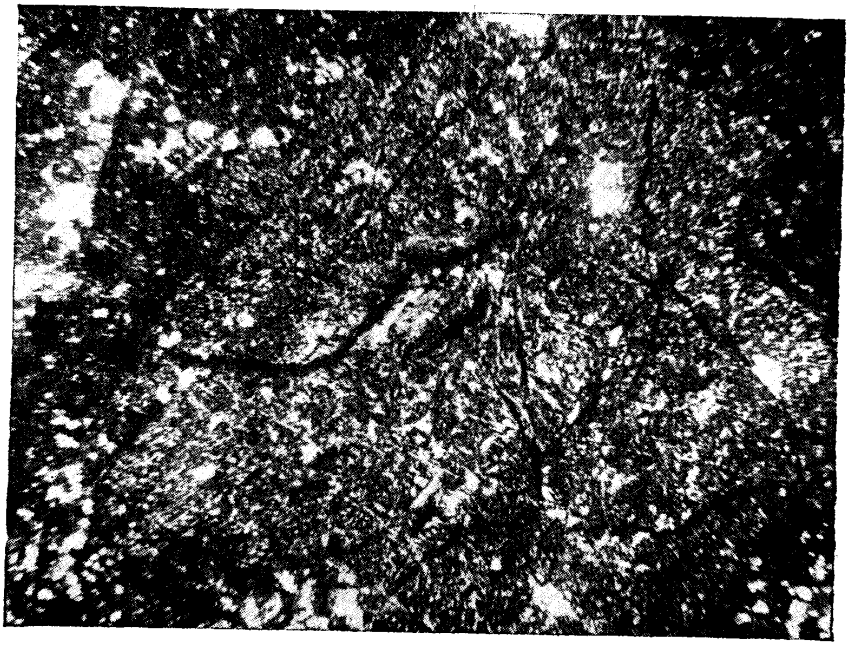


Рис. 2. Реликт зерна полевого шпата каолинизирован (серое поле); сгустки гематита и гидрогётита окружают зерно полевого шпата (черное поле).

Рис. 3. Каолинизированная галька эффузивов среди конгломерата

Выше по разрезу в известняках продолжают встречаться глинистые продукты коры выветривания эффузивов, но более тонкозернистые. В шлифах удается установить участки с монтмориллонитом, каолинитом и галлуазитом.

С удалением от подошвы количество глинистых продуктов в породах уменьшается и выше по разрезу они переходят в чистые фаунистически охарактеризованные известняки бейской свиты.

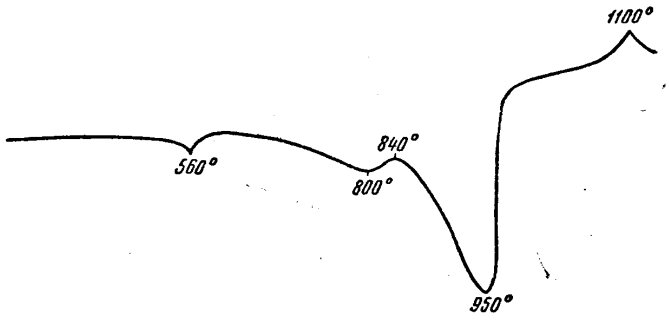


Рис. 4. Термокривая цемента конгломерата (каолинит)

Таким образом, устанавливается как в одном, так и в другом разрезах наличие коры выветривания, развитой на эффузивах нижнего девона и переотложенных глинистых продуктов этой коры в известняках бейской свиты. Необходимо отметить, что как в одном, так и в другом районе девонская кора выветривания довольно сильно размыта, и мы прослеживаем только ее нижние горизонты.

Кора выветривания нижнедевонского возраста обнаружена также на нижнедевонских эффузивах в подножье южного склона хребта Арга.

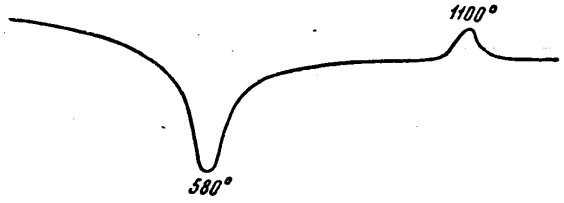


Рис. 5. Термокривая гальки (каолинит)

В каменоломнях и естественных обнажениях вдоль склона хребта Арга прослежены выветрелые эффузивные породы (диабазовые порфириты), перекрытые известняками бейской свиты среднего девона.

Диабазовые порфириты, залегающие в основании обнажения, макроскопически имеют уже несвежий, выветрелый, облик. Это — вишневого цвета порфирит, при ударе рассыпающийся на мелкие угольчатые пластинки. Порода разбита сетью микротрещин, выполненных халцедоном и кальцитом.

Под микроскопом порода обладает порфировой структурой. Состоит из интенсивно измененных, хлоритизированных и карбонатизированных зерен полевых шпатов, оливина, пироксена и стекла.

Эта часть разреза объединена в зону начальной дезинтеграции.

Вверх по разрезу окраска эффузивов от вишневых тонов переходит в светло-серые, желтые и белые тона. Породы светлой окраски

представляют собой оглиненную часть эффузивного комплекса. Эти породы можно резать ножом.

Среди оглиненных пород можно различать реликтовую структуру диабазового порфирита. Полевые шпаты, оливин и единичные зерна пироксена определяются здесь лишь по внешним очертаниям и отдельным зернам, слабее затронутым химическими процессами выветривания.

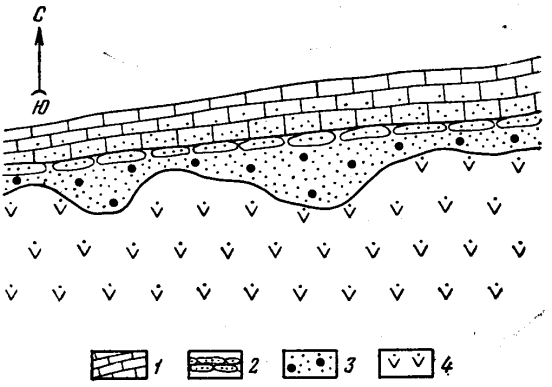


Рис. 6. Обнажение коры выветривания на эффузивах в левом берегу р. Борсуки

1 — известняки; *2* — прослои песчаника; *3* — конгломераты; *4* — выветрелые эффузивы

Цемент породы нацело хлоритизирован. В результате разложения темноцветных минералов, содержащих железо, образовался гидрогётит, который в виде сгустков неравномерно распределен по всей породе.

Эта часть разреза объединяется в структурную хлорито-гидрогётитовую зону коры веветривания, мощность ее от 5 до 10 *м*.

Самая верхняя часть разреза отнесена к каолинит-карбонатной зоне. В этой зоне развиты породы желтого цвета. Они легко режутся ножом, при набухании становятся слабопластичными. Трещины и микротрещины в породе выполнены гидроокислами железа.

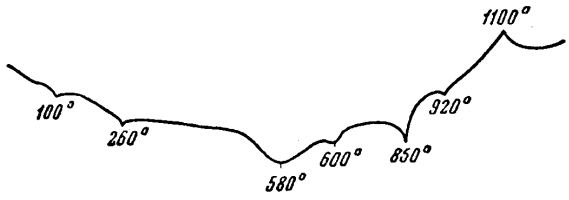


Рис. 7. Термограмма породы из коры выветривания, указывающая на присутствие гидроокислов железа, кальцита, диаспора (?)

Под микроскопом наблюдаются участки, нацело сложенные каолинитом и монтмориллонитом.

Карбонатная часть породы представлена кальцитом, образующим лапчатые агрегаты.

При изучении глинистой части под микроскопом были встречены таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по (010). $Ng=1{,}760$, $Np=1{,}700$; $Ng-Np=0{,}60$; $2V=+85$. Все эти данные характерны для диаспора.

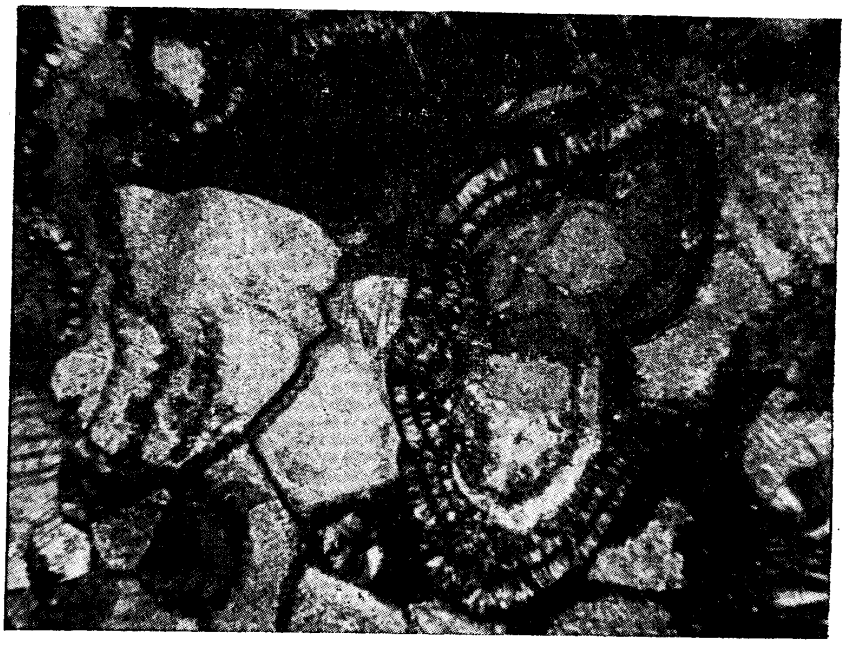


Рис. 8. Кольцеобразные выделения каолинита в кальците. Увел. 60

Термический анализ породы указывает (рис. 7) на присутствие диаспора, каолинита, кальцита, гидроокислов железа.

Приведенная термокривая не дает четкого эффекта для диаспора, хотя остановка 600° намечается. Таким образом, утверждать о наличии диаспора можно только на основании оптических данных. Мощность этой верхней зоны коры выветривания колеблется в пределах 5 *м*.

На размытую поверхность коры выветривания налегают известково-глинистые породы, переходящие в известняки бейской свиты.

Среди известняков наблюдались отдельные горизонты до 2 *м* мощностью с переотложенными глинистыми продуктами коры выветривания. В участках, сложенных глинистыми продуктами, наблюдаются угловатые слабо- и среднеокатанные оглиненные гальки небольших размеров (1×2 *см*) с сохранившейся реликтовой структурой выветрелых эффузивов.

В карманах, образованных неровностями подошвы коры выветривания, преобладает переотложенный материал этой же коры, сцементированный карбонатом (кальцитом). В раскристаллизованном карбонатном цементе выявлены участки, выполненные каолинитом (рис. 8).

Здесь же присутствуют зерна ильменита и магнетита.

Ильменит в форме угловатых обломочных зерен распределен неравномерно; в одних участках шлифа встречаются единичные его зерна, в других они образуют скопления. Магнетит, как правило, встречается в виде единичных крупных зерен.

Химический состав пород различных зон коры выветривания приведен в табл. 1.

Район озера Агаскыра. В 10 *км* восточнее оз. Агаскыр, на водоразделе логов Широкого и Веселого была осмотрена кора выветривания, развитая на гранитах.

Обнаженная часть гранитов представлена скалистым гребнем, круто поднимающимся от подошвы склона к вершине. Уступ этот сложен

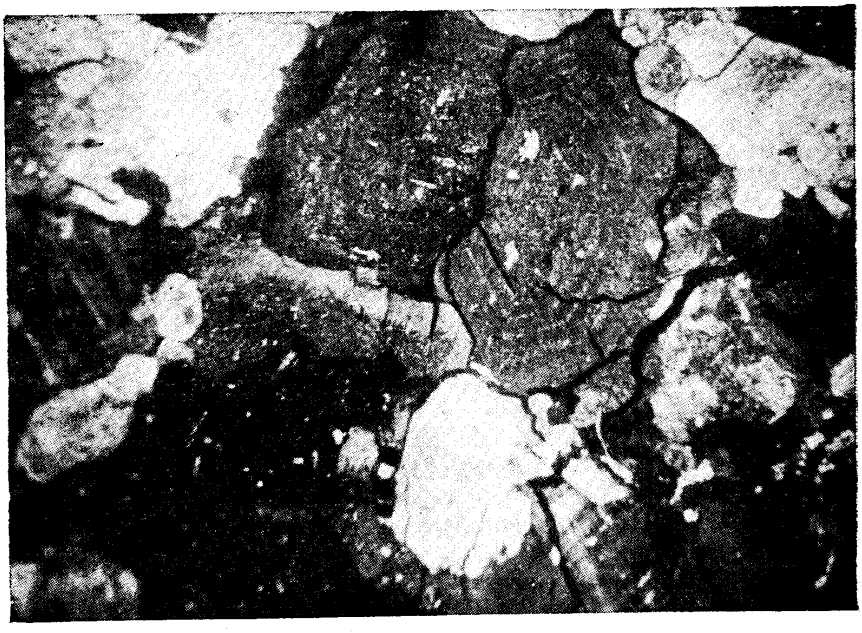


Рис 9. Вторичные процессы минералообразования, подчеркивающие зональное строение плагиоклаза

известняками, перекрывающими выветрелые граниты. Макроскопически — это светло-розовые и розовые крупнозернистые порфировидные граниты.

Структура пород гранитовая, порфировидная. Под микроскопом видно, что породы состоят из почти равного количества калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 10, образующим идиоморфные широкотаблитчатые зерна, частично пелитизированные и серицитизированные, часто обрастающие каймой калиевого полевого шпата (рис. 9).

Калиевый полевой шпат — микроклин — встречается в виде крупных ксеноморфных зерен. В них иногда наблюдаются включения плагиоклаза.

Крупные неправильной формы порфировидные зерна кварца имеют волнистое угасание.

Листочки биотита, плеохроирующего в тонах от светло-желтого до густо-коричневого, иногда в незначительной степени катаклазированы, изогнуты.

По ним развиваются хлорит и мусковит.

От подошвы к вершине граниты постепенно обесцвечиваются, переходя к серым отбеленным рыхлым карбонатизированным породам.

Участками порода окрашена окислами железа в буроватый цвет. Под микроскопом видно, что состав породы весьма похож на описанный выше порфировидный лейкократовый гранит. Плагиоклаз в них почти нацело замещен пелитом и кальцитом. Листочки биотита изогнуты, расщеплены, почти нацело замещены хлоритом, кальцитом и гидромусковитом. Кварц катаклазирован, имеет волнистое угасание. Мелкие прожилки кальцита рассекают микроклин и кварц.

В верхней части разреза можно выделить каолинит-карбонатную зону, мощностью не более 3 *м*.

Таблица 1

Химическая характеристика зон коры выветривания в районе хребта Арга (в вес. %)

Зона	Степень выветрелости	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	$S_{общ}$	C	CO_2	H_2O-	H_2O+	Σ
Первоначальной дезинтеграции	Слабо выветрелая	50,80	0,74	17,91	4,58	4,07	0,40	9,10	4,25	3,63	1,60	Следы	—0,26	0,48	Не опред.	2,25	99,74
Хлорит-гематитовая	Выветрелая	43,76	1,10	19,90	11,49	0,59	0,21	0,28	0,20	0,16	0,10	Следы	—4,67	6,60	—	13,39	100,60
Каолинит-карбонатная	Сильно выветрелая	42,24	2,4	25,82	8,61	1,60	0,10	2,34	1,08	0,10	Нет	—	1,01	5,76	8,13	—	99,41

Таблица 2

Химический состав пород из разных зон коры выветривания гранитов (в вес. %)

Мощность, *м*	Номер образца	Краткая минералогическая характеристика	Степень выветрелости	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	FeO	MnO	MgO	Na_2O	K_2O	C	CO_2	H_2O-	H_2O+	S	Σ
	692	Полевой шпат, кварц, биотит, рудный минерал	Не выветрелый гранит	73,50	15,70	1,37	1,00	0,32	0,03	0,50	3,10	1,80	Нет	Нет	0,26	0,5	Нет	98,05
10—15	689	Полевой шпат, кварц, биотит, хлорит, карбонат, рудный минерал	Слабо выветрелый гранит (в 10 *м* выше по склону от свежих гранитов)	64,60	13,58	0,88	7,59	0,29	0,03	0,83	2,40	1,96	Нет	5,70	0,28	1,12	0,09	99,40
8—10	685	Кальцит, полевой шпат, кварц, мусковит, гидромусковит, хлорит, биотит	Средне выветрелый гранит (дресва)	26,16	4,53	0,44	36,41	0,30	Следы	0,72	1,20	1,00	Нет	28,70	9,42	0,11	0,14	100,10
2—3	686	Кальцит, полевой шпат, кварц, гидромусковит, гидрохлорит, хлорит, каолинит (мало)	Выветрелые граниты	19,48	4,32	0,40	40,32	0,29	Следы	0,70	1,00	0,90	Нет	31,90	0,16	0,44	0,10	100,0

Примечание. TiO_2 — в анализах присутствует в качестве следов.

Здесь по хлоритам и гидрослюдистым агрегатам развивается каолинит; отдельные участки в цементе также сложены тонкочешуйчатым каолинитом. Основная масса представлена вторичным кальцитом, который корродирует полевые шпаты и кварц.

Карбонатизация породы, по-видимому, способствовала выносу из нее SiO_2, Fe_2O_3 и частично Al_2O_3. Этот вывод подтверждается химическими анализами образцов, взятых из равных зон коры выветривания гранитов (табл. 2).

Термоанализ породы из этой зоны указывает на присутствие в ней кальцита (остановка 980°) и каолинита, хотя остановки 580 и 1100° выражены слабо, что говорит о незначительном количестве каолинита в породе (рис. 10).

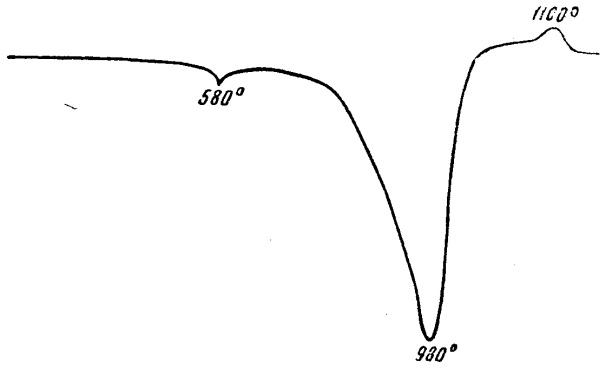


Рис. 10. Термокривая, характеризующая кальцит и каолинит

Из таблицы химических анализов видно, что CaO, SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3 при выветривании приобретают повышенную химическую подвижность и количество их заметно уменьшается.

На размытую, неровную поверхность коры выветривания гранитов налегают фаунистически охарактеризованные известняки бейской свиты среднего девона.

Песчано-глинистые известняки к вершине сменяются плотными черными мелкозернистыми битуминозными разностями, на выветрелых поверхностях которых наблюдаются своеобразные концентрические остатки водорослей. Залегание известняков пологое (3—5°).

Такие же взаимоотношения известняков с гранитами наблюдаются по левому берегу р. Сухая Кебула, где на контакте с выветрелыми гранитами в известняках часто встречается гранитная дресва.

Скальные выходы известняков, залегающих на вершинах гор, кроме отмеченных двух участков, развиты и к северу от сел. Агаскыр по левому берегу р. Печище. В этих местах контакт известняков среднего девона с подстилающими их гранитами также проходит по коре выветривания, развитой на гранитах (рис. 11).

На юге узкая полоса бейских известняков всюду окаймляет древние додевонские интрузивные породы и лишь западнее пос. Подкамень они перекрывают эффузивы нижнего девона.

В нижних частях разреза известняков наблюдается присутствие песчано-глинистого материала, характерного для коры выветривания, развитой на гранитах. Содержание SiO_2 в этих известняках достигает 26,7%, а Al_2O_3 — 5% и более.

В районе села Новоселово прослежен разрез от нижнедевонских эффузивно-осадочных отложений до красноцветных толщ верхнего девона.

Рис. 11. Карманы в коре выветривания гранитов, выполненные карбонатами

1 — гранит; *2* — карбонат (известняки)

В этом районе хорошо выраженная кора выветривания на нижнедевонских эффузивах не встречена, однако при внимательном просмотре шлифов из верхних горизонтов эффузивного комплекса удается обнаружить в них вторичные изменения, которые характерны для нижних горизонтов древних кор выветривания.

Учитывая сказанное выше, о значительном размыве в этом районе можно с достаточной долей вероятности полагать, что древняя кора выветривания размыта почти до основания и от нее остались лишь самые нижние и наиболее плотные части.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Изложенные выше факты позволяют утверждать, что в пределах Назаровской и Чебаково-Балахтинской впадин в доживетское время существовала кора выветривания, развитая как на эффузивно-осадочных отложениях нижнего девона и возможно эйфельского яруса, так и на более древних кембро-синийских отложениях. Причем наличие такой коры фиксируется на значительной площади.

Кора выветривания, развитая на эффузивах нижнего девона, имеет нормальный латеритный (каолиновый) профиль с выносом кремнекислоты, щелочей и накоплением глинозема, железа и титана.

На южных склонах хребта Арга среди глинистой части верхних горизонтов коры выветривания встречен диаспор, что, несомненно, может свидетельствовать о возможном накоплении свободных окислов глинозема и их переотложении.

Коры выветривания везде имеют зональное строение, хотя самые верхние горизонты их пока не обнаружены.

Наибольшую мощность коры выветривания имеют в юго-западной части отмеченных котловин и наименьшую — в северо-восточной.

Другой тип коры выветривания развит на древних кембро-синийских интрузивных породах (гранитах).

В этих условиях отмечается интенсивная карбонатизация пород, и в связи с этим происходит вынос не только кремнекислоты, но также глинозема и железа.

Во всех отмеченных выше районах развития девонской коры выветривания она перекрыта карбонатными отложениями бейской свиты. Это обстоятельство необходимо учитывать при дальнейшем изучении девонских кор выветривания и продуктов их переотложения, ибо, видимо, широко проявившаяся бейская трансгрессия предохранила от размыва эту кору. В связи с этим наиболее перспективными районами надо считать те, где бейские отложения трансгрессивно перекрывают эффузивы нижнего девона или эффузивы кембро-синия и где вблизи их есть карбонатные отложения того же кембро-синия, которые могли быть местом накопления бокситов.

В перекрывающих кору выветривания известняках везде обнаружены глинистые продукты ее переотложения, представленные монтмориллонитом, гидрослюдами и каолинитом.

Именно с этой позиции представляет интерес изучение некоторых районов развития сарагашской свиты, особенно в юго-западной части.

М. Д. Игнатова

МАГНЕЗИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

О наличии магнезита в Красноярском крае упоминалось еще в 1899 г. А. К. Мейстером. В настоящее время здесь известно несколько месторождений высококачественного кристаллического магнезита. Изучение их было начато в 1950 г. Ниже приводится краткая характеристика магнезитовых месторождений Красноярского Заангарья. В других районах они неизвестны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАСНОЯРСКОГО ЗААНГАРЬЯ

Длительное время Енисейский кряж считали частью приподнятой и переработанной платформы — своеобразным антиклинорием с осью, протягивающейся в северо-западном направлении. В результате исследований А. К. Рублева, Ф. Я. Пана, А. В. Лесгафта, П. Н. Горбунова и др., Енисейский кряж представляется структурой, состоящей из центрального антиклинория и двух синклинориев — западного и восточного. По геологическому строению, составу пород, мощности осадочной толщи и полноте геологического разреза западный синклинорий отличается от восточного.

Сопоставление геологических разрезов западной и восточной частей региона показывает значительное увеличение мощности отложений и некоторое изменение литологического состава на западе, а также появление в западном синклинории эффузивных пород. Тальские и усть-ангарские известняки хорошо сопоставляются с дашкинской свитой; свита тунгусик — с толщей, состоящей из ряда свит (карточки, аладьинской, потоскуйской и киргитейской); заостровская свита вообще не находит себе аналогов среди отложений восточного синклинория, кроме нижнеангарской свиты, но и с последней она может сопоставляться в некоторых частях разреза.

Тектонический режим при накоплении верхнепротерозойских осадков был непостоянен; наблюдается опускание водоемов, что обусловило накопление отложений мощных толщ литологически однообразных пород, преимущественно из тонкозернистого пластического материала.

Магнезитовые месторождения Заангарья связаны с аладьинской свитой, которая прослеживается в меридиональном направлении в виде удлиненных линз. Вмещающими породами аладьинской свиты почти повсеместно являются глинистые и известково-глинистые сланцы свит потоскуя и карточки. Первая местами непосредственно лежит на известняках свиты карточки. Это хорошо наблюдается в обнажениях по р. Киргитей. Между аладьинской и потоскуйской свитами, возможно,

существует стратиграфический перерыв, а в ряде мест аладьинская свита полностью размыта. Некоторые геологи предполагают, что аладьинская свита представляет особую фацию свиты карточки. Ни та, ни другая точка зрения не оправдана: между верхним горизонтом свиты карточки и известняками, залегающими в основании аладьинской свиты, существует точно установленный постепенный переход. Это свидетельствует об отсутствии перерыва в осадконакоплении.

Аладьинская свита сложена доломитами и известняками. Последние залегают в основании, образуя пачки различной мощности. По внешнему виду известняки темно-серого и черного цвета с прожилками светлого кальцита; в ряде мест Тальского месторождения они могут рассматриваться как флюсовое сырье. Основную массу свиты составляют темно-серые, серые мелкозернистые и реже среднезернистые доломиты. Текстура их массивная, полосчатая и реже брекчиевидная. Встречаются и типичные тектонические брекчии, состоящие из обломков доломитов и инородных пород.

Вещественный состав однообразен и представлен главным образом доломитом, в котором встречается кальцит (до 10—15%), в небольших количествах присутствуют кварц и пирит. Средний химический состав доломита: SiO_2 — мало; R_2O_3 — 0,72%; CaO — 30,31%; MgO — 21,73%; п. п. п.—47,26%.

Текстурные особенности и вещественный состав доломитов вблизи контактов с магнезитом заметно меняются. В них отчетливо выражена полосчатость. Химический состав белого кристаллического доломита: SiO_2 — 0,92%; R_2O_3 — 0,54%; CaO — 29,69%; MgO — 21,75%; п. п. п.— 47,04%.

В контактах доломитов с магнезитом иногда наблюдается большое количество белых прожилков магнезита, образующих различные текстурные рисунки. В составе доломитов встречаются магнезит, тальк, сидерит.

Магнезиты образуют в толще пород аладьинской свиты прожилки, линзы и различные по размерам неправильной формы залежи. Текстура магнезитов массивная, полосчатая, полосчато-пятнистая и реликтово-обломочная. Структура мелкозернистая, среднезернистая и крупнозернистая. Мелкозернистый магнезит расположен вблизи контактов с доломитами. Контакты магнезитов с доломитами резкие, постепенные переходы одних пород в другие не наблюдаются. Переход химических анализов пород на минералогический состав показывает, что в магнезитах у контакта с доломитом увеличивается содержание доломита.

Выходы магнезитов известны в районе Тальска, в верховьях р. Рыбной, на Киргитее, Удоронге, по р. Ослянке, по речкам Мешковской, Быковской и Кардакан. Отмечены магнезитовые проявления и в районе сел. Потоскуй, на левом берегу Ангары.

Тальское месторождение. Район месторождения сложен породами свит: удерейской, погорюйской, карточки, аладьинской, потоскуйской и киргитейской.

Через месторождение проходит почти меридионально хребет, составляющий водораздел между реками Рыбной и Талой. Здесь широко развиты разрывные нарушения, представленные в форме мелких подвижек и крупных разломов типа сброса-сдвига. Основные и более крупные нарушения проходят восточнее месторождения.

Магнезитовые тела вытянуты в северо-восточном направлении. Большинство из них резко выделяется в рельефе, образуя скальные выходы, высотою от 20 до 40 *м*. Форма магнезитовых тел обычно

штокообразная и характеризуется причудливыми очертаниями; протяженность тел различна. Мощность рудных тел невыдержанная. С вмещающей их доломитовой толщей магнезиты залегают согласно.

Залежи магнезитов имеют падение на восток или северо-восток, под углом 40—80°. На контакте с доломитами встречаются многочисленные магнезитовые прожилки, ориентированные параллельно контакту. В некоторых случаях они ориентированы в различных направлениях и образуют неправильные взаимные пересечения. В результате этого создается представление о брекчиевидной текстуре руды. Текстура магнезитов массивная, брекчиевидная и полосчатая. Последняя обусловлена чередованием полос белого крупнозернистого магнезита с магнезитом мелкозернистым серого цвета. Брекчиевидная текстура связана с наличием в основной массе магнезита реликтов серого или темно-серого доломита.

Структура магнезитов крупнозернистая — с размером зерен более 10 *мм*, среднезернистая — от 5 до 10 *мм* и тонкозернистая — менее 1 *мм*. Цвет его белый до синевато-белого, светло-серый, розовый с различными оттенками, иногда встречается темно-серый и даже черный магнезит.

По качеству магнезит не уступает лучшим мировым сортам. При пересчете химических анализов на минералогический состав магнезит представляет почти чистую мономинеральную породу.

В качестве примесей в магнезите встречаются тальк, зерна кварца, отдельные кристаллики и прожилочки пирита. Редко встречаются мелкие кристаллики и прожилки сидерита, исключительно редко обнаруживаются мелкие прожилки белого палыгорскита. В магнезитовых телах, примыкающих к зонам крупных тектонических нарушений, в большом количестве развит кристаллический доломит; кристаллы имеют хорошую спайность по ромбоэдру. Присутствие в магнезитах кристаллического доломита в больших количествах отрицательно сказывается на его качестве.

Термограммы тальского магнезита имеют один экзотермический эффект, отвечающий диссоциации $MgCO_3$ в интервале температур 600—680°.

Рыбинское месторождение расположено в бассейне р. Рыбной. Стратиграфический разрез аладьинской свиты на месторождении несколько отличается от разреза одноименной свиты Тальского месторождения. Здесь продуктивная свита сложена доломитами, в которых встречаются узкие полосы и небольшие линзы известняков. На контакте аладьинской и потоскуйской свит широко развиты карстовые воронки; глубина воронок колеблется от 10 до 50 *м* и иногда достигает 80—100 *м*. Воронки заполнены щебенкой сланцев, иногда обломками доломита, известняка и магнезита.

На месторождении обнаружено три магнезитовых тела в форме неправильных линз. В магнезитах имеется большое количество реликтов первичного доломита и гнезд кристаллического доломита. По качеству эти магнезиты несколько ниже, чем магнезиты Тальского месторождения.

Удоронговское месторождение. Разрез аладьинской свиты на месторождении похож на разрез той же свиты района Тальского месторождения. Основная его часть сложена доломитами. В основании свиты залегают пачки известняков. На месторождении обнаружено несколько магнезитовых тел, различных по вещественному составу. Некоторые из них имеют простое строение и почти полностью состоят из магнезита. В остальных присутствует большое количество кристаллического доломита, представленного в форме линз, гнезд и узких поло-

сок. В некоторых телах кристаллический доломит является основным составляющим компонентом, а магнезит присутствует в небольшом количестве в виде линзочек. Контакты кристаллического доломита с магнезитами резкие.

Ослянское месторождение. По своим текстурным и структурным особенностям и вещественному составу магнезиты аналогичны тальским.

Киргитейское месторождение по характеру геологического разреза и качеству магнезита приближается к Тальскому. Отличительной чертой месторождения является присутствие талькита среди магнезита, который развивается в магнезите и в доломите, вблизи контакта с магнезитом. Он представлен — мелкими гнездами светло-малинового, серого и реже черного цвета.

Кардаканское месторождение расположено на правом берегу р. Кардакан, левого притока р. Каменки. В меридиональном направлении проходит антиклинальная складка, шарнир которой имеет в плане волнистый характер. Из дизъюнктивных нарушений зафиксирован ряд крупных и мелких разломов и тектонических трещин. Ядро складки сложено породами аладьинской свиты, имеющими простирание 310—340°, падение на ЮЮЗ под углом 20—40°. Свита имеет мощность 500—600 *м* и сложена известняками, доломитами и магнезитами.

Доломиты имеют преимущественно массивную текстуру: часто в них встречаются зерна, гнезда и прожилки кварца, мощностью от 2 до 10 *см*. Магнезит в них представлен гнездами, линзами и очень крупными телами, выходящими на дневную поверхность в виде скальных обнажений. Магнезит белого и реже серого цвета. Контакты белого магнезита с серым резкие. Текстура магнезитов преимущественно массивная, реже полосчатая и еще реже брекчиевидная. Структура крупнозернистая, у контакта с доломитами магнезит обычно мелкозернистый. В некоторых магнезитовых телах встречаются линзы и гнезда доломита.

В магнезите часто встречается крупнозернистый белый кристаллический доломит, а в нем — маломощные короткие прожилочки кварца молочного цвета. В доломитах, прилегающих к контактам магнезитовых тел, кристаллический доломит представлен прожилочками, мощностью от 0,5 до 10 *см*, ориентированными в различных направлениях.

Мешковское месторождение расположено на правом берегу Ангары. Особенностью аладьинской свиты здесь является отсутствие известняков: она сложена только доломитами. Магнезитовые тела представлены в форме мелких прожилков, линз и гнезд. Магнезит массивный, мелко- и среднезернистый, светло-серого и белого цвета. Характерно отсутствие в магнезитах кристаллического доломита.

Быковское месторождение находится на левом берегу ключа Быковского. Аладьинская свита представлена в основном доломитами (преимущественно массивной текстуры) и местами известняками. В доломитах, у контакта с магнезитом часто встречаются гнезда белого кристаллического доломита, прожилочки белого кальцита и небольшие линзы и гнезда талька розового цвета. Магнезит белого и реже серовато-белого цвета, крупнозернистый с прослойками мелкозернистой разновидности. Текстура магнезита массивная и реже пятнисто-полосчатая. Иногда встречаются линзочки и включения талька розоватого и зеленовато-серого цвета.

Приведенные сведения о месторождениях магнезита показывают их довольно сходный характер. Различие между отдельными месторождениями определяется лишь текстурными особенностями и частично

вещественным составом магнезитов. Магнезиты полосчатой и пятнисто-полосчатой текстуры характерны для Тальского, Рыбинского, Удоронговского и Ослянского месторождений; массивные и в меньшей мере пятнисто-полосчатые разности магнезита развиты во всех остальных месторождениях.

Месторождения магнезита приурочены к зонам развития крупных разломов. На всех месторождениях в известняках, доломитах и нередко в магнезитах широко развиты карсты. Размер карстовых воронок колеблется в очень широких пределах.

Детальное описание отдельных месторождений магнезита приводится в отчетах Красноярского геологического управления.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА КРАСНОЯРСКОГО ЗААНГАРЬЯ

Месторождения магнезита в районе Заангарья образовались в результате сложного процесса, который, на наш взгляд, можно разбить на два этапа. В первый этап отложились карбонатные и хемогенные осадки из водоемов, насыщенных солями магния; наряду с доломитом выпадал и магнезит в виде гельмагнезита, в результате чего возникали магнезиальные доломиты.

Во второй этап происходило изменение первичных магнезиальных доломитов под влиянием гидротермальных растворов. Изменение протекало как за счет перегруппировки компонентов, составляющих эти породы, так и за счет привноса гидротермальными растворами новых порций магния. О влиянии гидротермально-метасоматических процессов свидетельствуют следующие факты:

1. Резкий контакт между доломитами и магнезитами, наличие реликтовых гнезд и линз доломитов в магнезитовых залежах.

2. Отсутствие в магнезитовых залежах слоистости, седиментационных структур и текстур, отсутствие чередования доломитов с магнезитами.

3. Неясные, расплывчатые границы обломков доломита с мелкокристаллическим магнезитовым цементом в брекчиевидных породах.

4. Пятнистая текстура магнезитов, которая, по-видимому, обусловлена неполным метасоматическим замещением доломита магнезитом.

5. Густые прожилочки магнезита в доломите на контакте его с магнезитовой породой.

6. Различие структур светлых и темных прослоев в полосчатых магнезитах. В темных прослоях структура мелкозернистая, и никакой ориентировки в расположении кристаллов не отмечается; в светлых прослоях ясно выражены щетки кристаллов магнезита, расположенные перпендикулярно мелкозернистым полоскам магнезита.

7. Присутствие в магнезитах гидротермальных минералов сидерита, флюорита, апатита, исключительно редко турмалина.

8. Наличие органического вещества, расположенного в промежутках между кристаллами магнезита. По-видимому, оно было вытеснено в процессе раскристаллизации исходного хемогенного материала, содержащего органические остатки.

Карбонатные породы аладьинской свиты сильно трещиноваты в сравнении с другими существенно глинистыми свитами пород. Наиболее трещиноватыми и легче подвергающимися процессам растворения и метасоматоза, по-видимому, были магнезиальные доломиты. Гидротермальные растворы доходили по трещинам в карбонатных породах до сланцев, менее или очень слабо трещиноватых, и не могли прони-

кать дальше. Они начинали активно воздействовать на магнезиальные доломиты, лежащие в верхней части аладьинской свиты.

Сланцы потоскуйской свиты, лежащие на доломитах, являлись своеобразным экраном для гидротермальных растворов. Минерализованные растворы не всегда встречали на своем пути однородные по составу магнезиальные доломиты, и, по-видимому, в более чистых и более обогащенных магнезией породах процессы перекристаллизации проходили более интенсивно.

Неясной остается природа гидротермальных растворов. Возможно, что источником их была гранитная интрузия, еще не вскрытая эрозией. Источником магния, необходимого для образования магнезита, могли быть более глубокие горизонты доломитов, из которых извлекался магний.

ЛИТЕРАТУРА

Басманов В. П. Перспективы комплексного использования талько-магнезитовых руд Онотских месторождений в связи с технологическими испытаниями по промышленному разделению талька и магнезита и проблема использования кремнеземистых магнезитов.— Материалы Конфер. по изучению производ. сил Восточной Сибири. Фонды СОПС АН СССР. М., 1958.

Боговаров Н. А. Полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1938.

Брук Г. Н. Перспективы развития огнеупорной промышленности восточной Сибири.— Материалы Конф. по изучению производ. сил Восточной Сибири. Фонды СОПС АН СССР. М., 1958.

Заварицкий А. Н. Результаты исследования магнезитовых месторождений в Саткинском районе.— Горное дело, 1920, № 1—2.

Игнатова М. Д. Магнезитовые и тальковые месторождения Удерейского района Красноярского края.— Материалы Конф. по изучению производ. сил Восточной Сибири. М., Фонды СОПС АН СССР, 1958.

Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.— Материалы по геол. Западной Сибири, 1941, № 5 (Новосибирск).

Левченко С. В., Зубков А. И., Горизонтов Б. Б. Проблема промышленного развития Красноярского края. Красноярск, 1958.

Лесгафт А. Ф. Геолого-экономическая оценка полезных ископаемых Красноярского Приангарья.— Материалы Конф. по изучению производ. сил Восточной Сибири. М., Фонды СОПС АН СССР, 1958.

Неделяев К. М., Смолин П. П. Сравнительная характеристика тальковых месторождений Восточной Сибири и поисковые критерии маложелезистого талька. Там же.

Рябоконь Н. Ф. Состояние изученности минерально-сырьевой базы Красноярского края и перспективы ее дальнейшего развития. Там же.

Ю. М. Залесский

ПРЕДСКАЗАНИЕ КАЧЕСТВА НЕКОТОРЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОРОД НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОРГАНИЗМОВ

Ряд органогенных осадочных пород широко используется в практике строительного дела. Известняки и доломиты, мел, мергели и мергелистые сланцы, трепелы и опоки — все это породы, в основном, обязанные своим происхождением организмам, обитавшим в водной среде. Некоторые из них, как например, часть известняков, мел и трепела почти нацело состоят из скоплений скелетов породообразующих организмов, тогда как в других, например, в доломитах и мергелях ясно различимые остатки породообразующих организмов являются, в общем, включениями.

Свой современный вид эти породы приобрели не сразу. Таковы, например известняки, образующиеся путем накопления и последующего окаменения скелетов и остатков морских организмов, то есть путем процесса диагенеза. Известковые породы обязаны своим происхождением или скоплению мелких раковин корненожек (нуммулитовый, фузулиновый известняки, глобигериновый ил), или более крупных скелетов кораллов или раковин моллюсков, иногда образующих морские рифы и банки. Постройки колониальных кораллов и других рифообразующих организмов, скелеты известковых водорослей, ракушковые брекчии, образующие целые банки — таковы некоторые из источников накопления известняков.

Трудно предположить, чтобы исходный материал, послуживший для образования той или иной породы, не определял в известной степени ее конечных свойств, а следовательно, породообразующие организмы имеют немалое значение для определения свойств образованной ими породы. Ясно, что велика также роль процессов диагенеза и особых, видимо, биологических процессов, связанных с присутствием микроорганизмов (бактерий) (Вологдин, 1947; Кузнецов, Иванов и Ляликова, 1962) и выделением углекислоты, растворяющейся в морской воде и способствующей постепенной, длительной перекристаллизации известковых органических остатков и обломков в плотную массу, иногда даже совершенно лишенную каких-либо форменных элементов самих организмов.

Возьмем для примера глобигериновый ил, который на глубинах около 3—4 *км* покрывает рыхлыми массами дно современного океана и состоит в основном из раковин корненожек, преимущественно глобигерин, иногда с включением обломков кораллов и мелких скелетных образований других организмов. Постепенно этот ил преобразуется в известковые плитки и желваки, а позднее — в сплошные плотные массы.

В этом процессе первостепенную роль играет эндогенная углекислота, образующаяся в самой породе, и вступающая во взаимодействие с $CaCO_3$ известковых скелетов породообразующих организмов. В тех наслоениях, где отсутствуют бактерии, вызывающие брожение и гниение, перекристаллизации не происходит, и остатки породообразующих оргнизмов сохраняются. Таковы, например, раковинные известняки или ракушечники и коралловые рифы. Не менее сложные, а иногда и более запутанные процессы наблюдаются и в случаях образования кремнистых пород. Так, например, диатомит или так называемая диатомовая земля проходит длительный путь метаморфизации до превращения в трепел и опоку.

Все же несомненно, что в некоторых случаях сами породообразующие организмы, т. е. состав основной фауны, образовавшей породу, определяют качества и свойства породы. Это будет прежде всего во всех тех случаях, когда упомянутые выше процессы диагенеза и метаморфизации мало коснулись исследуемых отложений и когда форменные элементы, т. е. остатки скелетов породообразующих организмов сохранились в почти неизменном или мало измененном виде.

Это дает возможность изучить породообразующие организмы и одновременно учесть свойства образованной ими породы, установив существующую между ними закономерную связь. В литературе почти отсутствуют подобного рода наблюдения и факты, а вместе с тем их накопление могло бы иметь существенное значение для теории и практики, так как упростило бы определение и прогноз качества ряда пород, используемых для строительных целей. Это, в свою очередь, могло бы в некоторых случаях упростить полевую разведку геологов на строительные материалы. Данные палеонтологии, основанные на изучении состава породообразующих организмов, могли бы дать, если не всегда точные, то во всяком случае приблизительные сведения для предсказания качества и строительных свойств пород. Эти сведения затем могли бы быть проверены соответствующими испытаниями, а иногда и без последних можно было бы прямо в поле определять непригодность данной породы для того или иного применения в строительном деле. Это в значительной мере могло бы упростить работу геолога в поле и сократить расходы на излишние анализы и испытания.

Ясно, что только накопление фактов и проведение работ в данном направлении дает возможность использовать палеонтологию для подобных прогнозов. Поэтому автор призывает геологов объединиться с палеонтологами для взаимной помощи и облегчения использования этих возможностей палеонтологии.

Изучение остатков породообразующих организмов, начатое довольно давно, очень редко увязывалось с изучением свойств образованной ими породы. Некоторые данные, указывающие на связь химических свойств и петрографии пород с породообразующими организмами встречаются в литературе, например у В. П. Маслова (1937) и Кайё (Cayeux, 1929, 1931), но изучению связи механических и технических свойств пород с породообразующими организмами вовсе не уделялось внимания.

Вместе с тем в отдельных работах, специально рассматривающих строительные качества пород, имеются указания на различия органогенного камня, связанные с различиями породообразующих организмов. Так, например, по данным Б. Я. Рамзеса и В. А. Сыромятникова (1933), сорта строительного известняка-ракушечника зависят от условий его образования. Эти известняки отлагались в прибрежной мелкой части древних морей, и авторы правильно отмечают, что условия жизни

организмов и отложение осадков в мелком море были весьма изменчивы, почему и ракушечники не повсюду одинаковы, что отражается на их технических свойствах и промышленной ценности. Для Крымского известняка-ракушечника авторы указывают два основных сорта но, не будучи палеонтологами, естественно, не останавливают своего внимания на видовом составе фауны ракушечника и не связывают с этим составом разницы в его качествах, отмечая лишь различный возраст фауны: более древний — мэотический для одного из сортов, более молодой — понтический — для другого. Состав фауны моллюсков прибрежной зоны мэотического и понтического ярусов различен (Давиташвили, 1931_1, 1931_2). В понтических отложениях Крымско-Кавказской области присутствует большое количество видов родов *Didacna* и *Dreissensia*, совсем отсутствующих в мэотических отложениях. Заметно изменение и в видовом составе рода *Congeria*, отсутствуют виды родов *Pyrgula* и *Hydrobia* и др. Качественное различие этих известняков-ракушечников, видимо, объясняется в основном именно разницей исходного материала, послужившего для их образования.

Сорта Крымского известняка-ракушечника резко различаются по цвету и качествам. Известняк мэотического возраста — белый, имеет временное сопротивление сжатию в сухом состоянии от 9 до 12 *кг/см*^{2} (перпендикулярно напластованию) и объемный вес от 1,2 до 1,33. Известняк понтического возраста — желтый, имеет временное сопротивление сжатию от 3 до 12 *кг/см*^{2} и объемный вес от 1,0 до 1,16 (Колыбашкин, 1948; Малюков, 1932). Эти величины временного сопротивления, как указывается в литературе (Рамзес и Сыромятников, 1933; Трофименков, 1932), изменяются в зависимости от применения давления параллельно или перпендикулярно слоистости, а также в зависимости от влажности камня. Было бы чрезвычайно важно проследить связь видового состава породообразующих раковин этого известняка с изменением этих показателей, которые связаны со всем комплексом их строительных свойств. Также важно было бы обратить внимание на связь расположения в породе обломков раковин и их микроструктуры с выше отмеченными изменениями временного сопротивления в зависимости от его испытания перпендикулярно или параллельно слоистости. Последнее особенно интересно потому, что, как указывается в литературе (Маслов, 1937; Cayeux, 1931), некоторые структуры раковин пластинчатожаберных моллюсков имеют свои особенности при седиментации.

Использование возможностей палеонтологии для упрощения полевой разведки на строительные материалы возможно и в других направлениях.

Как известно, количество солей и окислов магния в породе сильно интересует разведчиков строительных материалов. Наиболее ценными известняками, например, считаются известняки, которые содержат минимум MgO. В качестве примера укажем, что для производства хлорной извести, как указывает А. В. Виноградов (1933), следует брать известняк с содержанием не более 1—2% MgO, а для производства карбида кальция — с содержанием 0,5—1,0% MgO (Taussig, 1930).

Содержание MgO в различных известняках сильно колеблется, а быстрое определение содержания соединений магния в породе при полевой разведке весьма желательно. Правда, А. В. Виноградовым (1938) разработан быстрый и точный аналитический метод определения окиси магния в известняках, который занимает всего около трех часов времени, но он требует наличия хорошо оснащенной лаборатории, как правило, отсутствующей в полевых условиях. Нельзя ли в некоторых слу-

чаях, не прибегая к химическим анализам, определить содержание соединений магния в полевых условиях? Кажется, что этому могла бы помочь палеонтология, как видно из изложенного ниже.

Химические анализы скелетов различных беспозвоночных дают некоторые интересные данные о процентном содержании в них MgO (Зернов, 1934). Так, например, раковины пластинчатожаберных моллюсков не содержат совсем или содержат только следы MgO. У брюхоногих моллюсков MgO встречается в ничтожных количествах (от 0,12 до 0,19%). Таким образом, породы, образованные в основном раковинами этих моллюсков, должны быть бедны по содержанию MgO. Скелеты глубоководных фораминифер содержат меньше MgO, чем скелеты мелководных. Поэтому можно ожидать, что породы, сложенные из остатков глубоководных фораминифер, должны быть беднее соединениями магния, чем породы, сложенные в основном из раковинок мелководных форм.

Исследования Я. В. Самойлова и К. Ф. Терентьевой (1925) показали роль некоторых иглокожих (морских звезд и офиур) как минерализаторов в современных морях. Эти животные обладают повышенным содержанием $MgCO_3$. Подобные данные для других иглокожих мы находим и в других работах (Виноградов, 1937; Терентьева, 1932; Cayeux, 1929, 1931; Clarke and Wheeler, 1914). Так, например, морские лилии содержат углекислого магния от 7,9 до 12,6%, морские ежи 5,99—13,47%, морские звезды 7,79—14,11% и офиуры 8,2—10,1%. Формы из теплых морей более магнезиальны, чем из холодных. Эта разница не может быть объяснена разным составом морской воды, так как отношение магния к кальцию в море приблизительно постоянно. Ископаемые скелеты иглокожих содержат меньше магния, что объяснялось или дедоломитизацией (Терентьева, 1932) или же меньшим содержанием магния в морях прежних эпох.

Имеются также данные (Маслов, 1937) по содержанию $MgCO_3$ в скелетах ископаемых мшанок — от 15,66 до 17,25%.

Содержание этих организмов в породах разного возраста различно, но в некоторых случаях они являются породообразующими. Если морские лилии преимущественно являются палеозойскими и юрскими ископаемыми, имеющими значение в породообразовании, то морские ежи — мезозойскими и третичными. Если иглокожие лишь иногда играют роль породообразующих организмов (криноидные известняки, например), то мшанки сплошь и рядом являются основными породообразователями. Вспомним мшанковые рифы Керченского полуострова, описанные Н. Андрусовым (Andrussoff, 1912), или мшанковые рифы в пермских отложениях западного склона Урала, например в Соликамском районе (Рябинин, 1915).

Все это показывает, что в ряде случаев присутствие тех или иных породообразующих организмов в породе может указать на процентное содержание в ней солей магния. Следует только накопить побольше данных о процентном содержании соединений магния в скелетах ископаемых организмов и сравнительных данных о его содержании в породах, образованных за счет этих организмов. Тогда будет иногда возможно, не прибегая к химическим анализам, уже в поле на основании палеонтологических данных предсказать содержание соединений магния в породе. Уже и теперь, даже на основании вышеизложенных данных, нетрудно предугадать, что в выше приведенном примере для производства карбида кальция использование мшанковых рифовых известняков будет мало пригодно, тогда как известняки раковинные более подходят в этом отношении.

Несомненно интересные данные можно получить путем накопления сведений о свойствах некоторых пород, богатых кремнеземом, и об их породообразователях. Кремний, являясь самым распространенным после кислорода элементом земной коры, входит в больших количествах в состав скелетов многих организмов — диатомей, радиолярий, некоторых губок. Большой интерес исследования таких пород, как например, опока, и изучение в них остатков организмов отмечался Я. В. Самойловым (1929), который указывал на господство организмов с кремневым скелетом в первичном море, согласующееся с предположением о недостатке в нем кальция. По данным Ш. Барруа (Barrois, 1892) и Л. Кайё (Cayeux, 1894), радиолярии являются древнейшими животными из известных до сих пор. Они были обнаружены Л. Кайё в докембрийских кремнистых породах (фтанитах) северной Бретани. Большинство родов их оказалось тождественно с ныне живущими, но размеры их скелетов, в отличие от современных, чрезвычайно малы и не превышают немногих микронов и даже всего до одного микрона в диаметре, что очень затрудняет их отыскание в древнейших отложениях.

Таким образом, установление связей состава породообразующих организмов силикатных пород с качествами и свойствами последних могут также представить значительный интерес.

Определение временного сопротивления сжатию пород представляет сложную и длительную операцию, требующую, в частности, изготовления из камня образцов правильной геометрической формы и специальных испытаний в лаборатории. Появилась естественная попытка заменить этот метод более простым и установить зависимость между временным сопротивлением естественного камня сжатию и его объемным весом, которая нашла свое отражение в ряде работ о зависимости между механической прочностью и объемным весом известняка (Бируля, 1934; Гришберг, 1936). В результате этого был разработан стандарт на полевой метод испытания бутового камня, опубликованный Гришбергом (1939), содержащий ускоренный метод определения механической прочности по объемному весу и влагоемкости. В дальнейшем в литературе появилось последующее развитие и дополнения к этому методу (Ельчанинов, 1940).

Точно так же и в данном случае является естественная попытка заменить определение качества органогенных пород путем химических анализов и физико-технических испытаний более простым палеонтологическим методом, установив зависимость между составом породообразующих организмов и свойствами образованной ими породы.

Как показывают приведенные примеры, и здесь, в результате работ в намеченном выше направлении можно будет получить ряд интересных данных, важных как в теоретическом отношении, так и для практики. Большое значение имело бы накопление данных и материалов по палеонтологии геологами, специально ведущими разведку на строительное сырье, а также параллельные исследования аналитических лабораторий, увязываемые с данными палеонтологии в пределах одной организации, ведущей разведку на нерудные строительные материалы.

ЛИТЕРАТУРА

Бируля А. К. Установление связи между физическими и техническими свойствами естественных каменных материалов.— Строительные материалы, 1934, № 8.

Виноградов А. В. Химический контроль электролитического хлорного производства. Госхимиздат, 1933.

Виноградов А. В. Быстрый и точный метод определения окиси магния в известняках.— Заводская лаборатория, 1938, 7, № 2.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря, ч. II.— Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, 1937, вып. 4.
Вологдин А. Г. Геологическая деятельность микроорганизмов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
Гришберг О. А. Полевые способы определения известняка.— Железобетонщик, каменщик и штукатур, 1936, № 8.
Гришберг О. А. Проект стандарта на полевой метод испытания бутового камня.— Строительная промышленность, 1939, № 2.
Давиташвили Л. Ш. 1. Мэотический ярус. VI — Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области.— Труды Гос. исслед. нефтяного ин-та, 1931, вып. 9.
Давиташвили Л. Ш. 2. Понтический ярус. VII — Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Там же.
Ельчанинов М. Г. О зависимости между механической прочностью и объемным весом известняка.— Строительная промышленность, 1940, № 10.
Зернов С. А. Общая гидробиология. М.— Л., Биомедгиз, 1934.
Колыбашкин Ф. Ракушечник — основной строительный материал Крыма.— Сельский строитель, 1948, № 1.
Кузнецов С. И., Иванов М. В. и Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. Изд-во АН СССР, 1962.
Малюков Н. П. Естественные каменные строительные материалы. Гострансиздат, М.— Л., 1932.
Маслов В. П. Атлас карбонатных пород, ч. 1. Породообразующие организмы. Описание структур скелетных обломков организмов. М.— Л., Всес. научно-исслед. ин-т минер. сырья, 1937.
Рамзес Б. Я. и Сыромятников В. А. Крымский известняк-ракушечник. М.— Л., Госстройиздат, 1933.
Рябинин В. Н. Рифообразователи каменноугольных отложений Урала и Тимана.— Труды Геол. ком., новая серия, 1915, вып. 123.
Самойлов Я. В. Эволюция минерального состава скелетов организмов.— Труды Ин-та прикл. мин. и петрогр. 1923, вып. 4, № 15, а также в кн.: «Биолиты». Л., 1929.
Самойлов Я. В. и Терентьева К. Ф. Минеральный состав скелетов некоторых беспозвоночных Баренцева и Карского морей.— Труды Ин-та мин. и петрогр., 1925, вып. 12.
Терентьева К. Ф. Минеральный состав скелетов некоторых современных иглокожих.— Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, 1932, № 19.
Трофименков Г. Е. Опыт экономической оценки Крымского ракушечника как стенового материала.— Труды ВИСМ, 1932, вып. 5.
Andrussoff N.— Bryozoenriffen von Kertsch und Taman. Вып. 1, 2, 3. Типография С. В. Кульженко, Киев, 1909, 1910, 1912.
Barrois Ch. Sur la présence do fossiles dans le terrain azoique de Bretagne.— Compt. rend., 1892, 115.
Cayeux L. Les preuves de l'existance d'organismes dans le terrain précambrien.— Bull. Soc. géol. France, 1894, 22.
Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Mémoires pour servir á l'explication de la carte géol. détaillée de la France. Paris, 1929.
Cayeux L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France. Atlas. Paris, 1931.
Clarke F. W. and Wheeler W. C. The composition of crinoid skeletons. Shorter contribution to general geology.— Profess. Paper, 1914, 90.
Taussig R. Die Industrie des Kalziumkarbides. Halle (Saale). Verlag W. Knapp. 1930.

СОДЕРЖАНИЕ

Д. И. Щербаков, Д. В. Наливкин, Б. Н. Ерофеев. Творческий путь Л. В. Пустовалова 5

В. И. Попов. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений 22

Н. Б. Вассоевич. О главнейших задачах исследования по проблеме генезиса нефти 68

Г. И. Теодорович. Минералого-геохимические черты вероятных нефтепроизводящих и рассеянно битуминозных свит 86

В. В. Вебер, Л. И. Горбунова. Минералогический состав пелитовой фракции нефтяных пород как показатель условий их образования 101

В. П. Петров. Геологическое значение изменчивости и устойчивости глинистых минералов 115

А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. А. Дриц. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород 120

Т. А. Лапинская. Турмалинсодержащие протерозойские породы фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области 131

С. Г. Саркисян и Н. С. Лагутенкова. Минералого-петрографическая характеристика досреднедевонских отложений Пермской области 146

А. Д. Султанов, А. Г. Алиев, В. П. Акаева. История осадконакопления в апшеронский век на территории Азербайджана 159

А. С. Махнач, В. П. Курочка, И. И. Урьев, Т. А. Шевченко, В. П. Корзун. Литология межсолевых отложений Припятского прогиба 173

А. Е. Малахов, А. С. Варлаков, А. И. Сидоренков. Петрографическая характеристика и некоторые геохимические особенности поведения элементов — примесей терригенно-карбонатных пород саткинских месторождений магнезита 208

А. Б. Вистелиус, М. Е. Демина. Об окатанности кварцевых песчинок . . 233

Д. М. Сулейманов, Н. В. Пашалы. Роль грязевых вулканов в формировании четвертичных отложений Восточного Азербайджана (Бакинский архипелаг 253

Н. А. Быховер. О значении экзогенных рудных месторождений в общем балансе минерального сырья 259

М. Н. Альтгаузен. О методологии и методах металлогенических исследований осадочных толщ 285

П. С. Саакян. Источники минерального вещества экзогенных месторождений 298

В. И. Данчев. О стадийности формирования осадочных месторождений урана 316

В. М. Попов. О природе пластовых минерализованных трещин, обогащенных зальбандов и полосчатых текстур в рудах Джезказгана 326

Ю. П. Ивенсен. Месторождения типа золотоносных конгломератов и перспективы их выявления на территории СССР 356
В. К. Чайковский. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения 381
Н. А. Шило. Классификация россыпей Яно-Колымского золотоносного пояса . . 395
Д. П. Сердюченко. Барито-гематитовые и силлиманито-корундовые месторождения из архейских осадочно-метаморфических формаций Якутии и Южной Африки 410
С. В. Левченко, Е. Т. Бобров. О перспективах бокситоносности девонских отложений Минусинских котловин 430
М. Д. Игнатова. Магнезитовые месторождения Красноярского края . . . 446
Ю. М. Залесский. Предсказание качества некоторых органогенных пород на основании изучения состава породообразующих организмов 452