

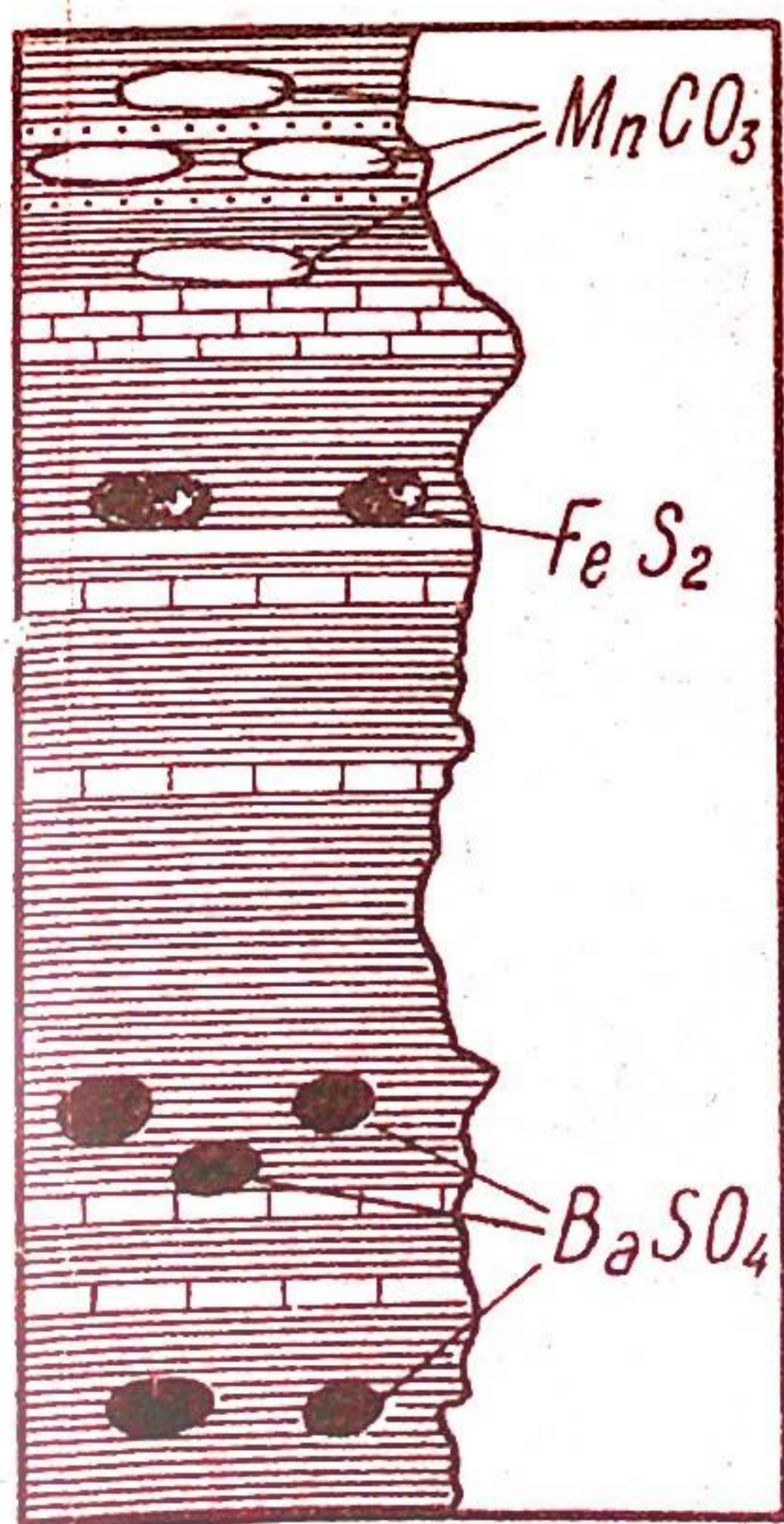
П-151/1  
28

ISSN 0568-6156

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИ ФИЛИАЛ

ЛИТОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
ФОРМАЦИЙ  
СЕВЕРА  
УРАЛА  
И ПАЙ-ХОЯ



СЫКТЫВКАР 1979

УДК (552.5+550.4):551.263:551.73(234.851)

В сборнике освещены некоторые результаты изучения литологии и геохимии палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Показано большое значение геохимических методов в изучении осадочных формаций, особенно в связи с поисками полезных ископаемых: меди, баритов и др.

Сборник представляет интерес для широкого круга литологов и геохимиков.

Ответственные редакторы  
кандидаты геолого-минералогических наук  
А.И.Елисеев и Я.Э.Юдович



© Коми филиал АН СССР, 1979

ГЕОХИМИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО КАРБОНА И ПЕРМИ  
НА р.КОЖИМЕ

(Приполярный Урал)

Я.Э.Юдович, Т.В.Майдль, Г.И.Андреев, В.П.Корельский, Ф.И.Енцова,  
Н.Н.Кузькокова, Л.П.Павлов, В.И.Силаев, В.А.Чермных

Важность изучения опорных разрезов не требует специальных пояснений (Задачи . . . , 1963). Однако существенно подчеркнуть необходимость их комплексного изучения с применением всех доступных методов, в том числе литолого-геохимического. Дело в том, что фаунистические сообщества сильно зависели от абиотических условий среды, суммарным выражением которых является фациальная обстановка седиментации. Судить же о последней можно лишь привлекая всю возможную информацию об осадочной толще, в том числе и о ее химическом составе.

Западный склон Урала в определенном смысле представляет собой уникальное геологическое явление. Здесь в долинах многочисленных рек бассейна Печоры имеются прекрасные разрезы палеозоя, по своей полноте иногда не имеющие аналогов. Среди уральских рек особое положение занимает р.Кожим, на которой в непосредственной близости друг от друга расположены два опорных разреза: разрез кожимского яруса нижнего карбона (Чермных, 1976), известный своими сидеритовыми рудами (Чумаков, 1948), и разрез нижней перми, один из наиболее полных в данном регионе. Эти два разреза и послужили объектом комплексного изучения.

Разрез нижнего карбона, расположенный в 20 км выше устья Кожима, включает в себя отложения турнейского, кожимского и визейского ярусов; он является стратотипическим для выделяемого В.А.Чермных кожимского яруса. Строение разреза и схема его опробования показаны на рис.1 и 2. Подробное описание разреза уже приводилось (Чермных, 1976, с.71-86), поэтому здесь мы ограничиваемся, главным образом, новыми данными, ранее не опубликованными.

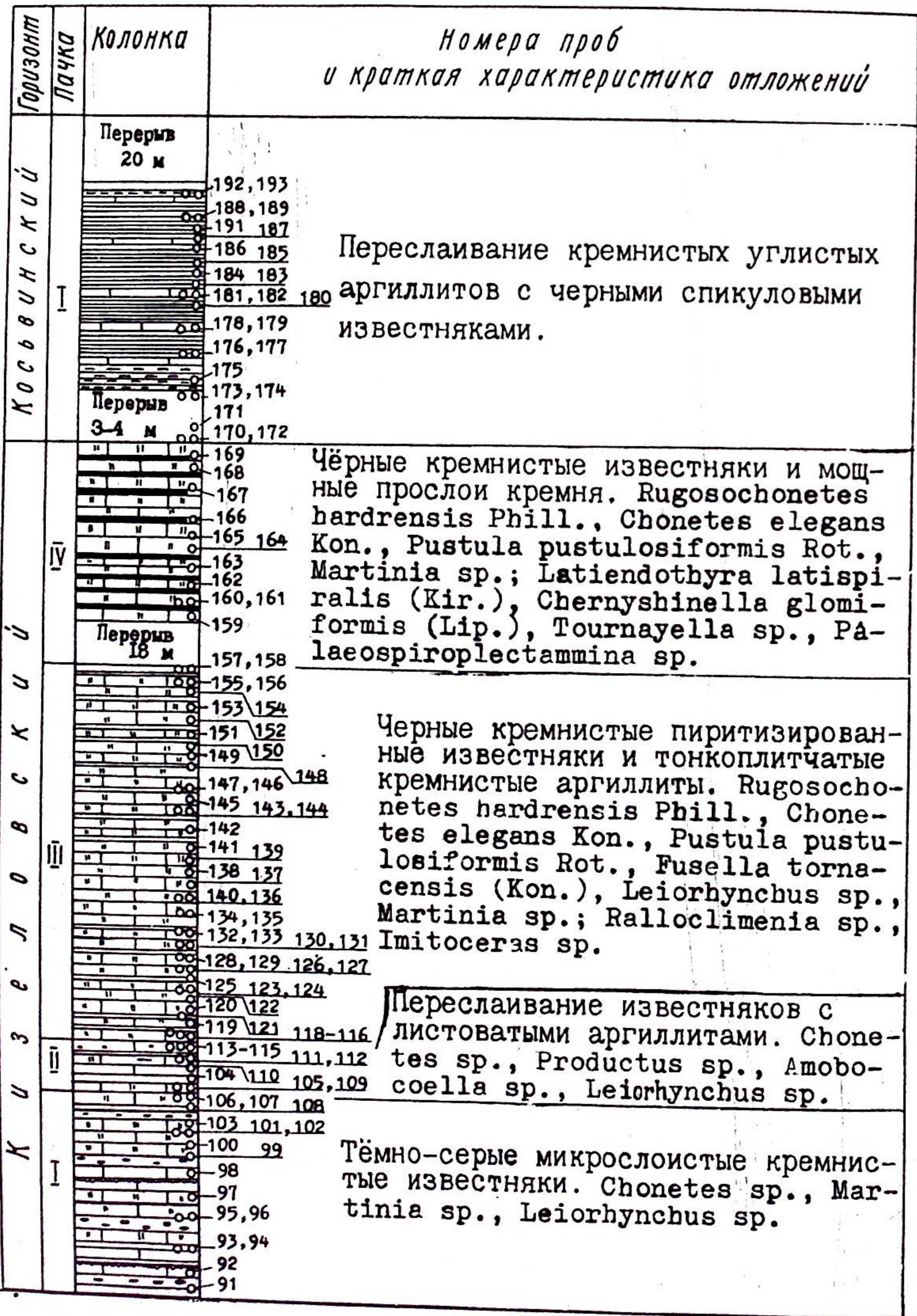
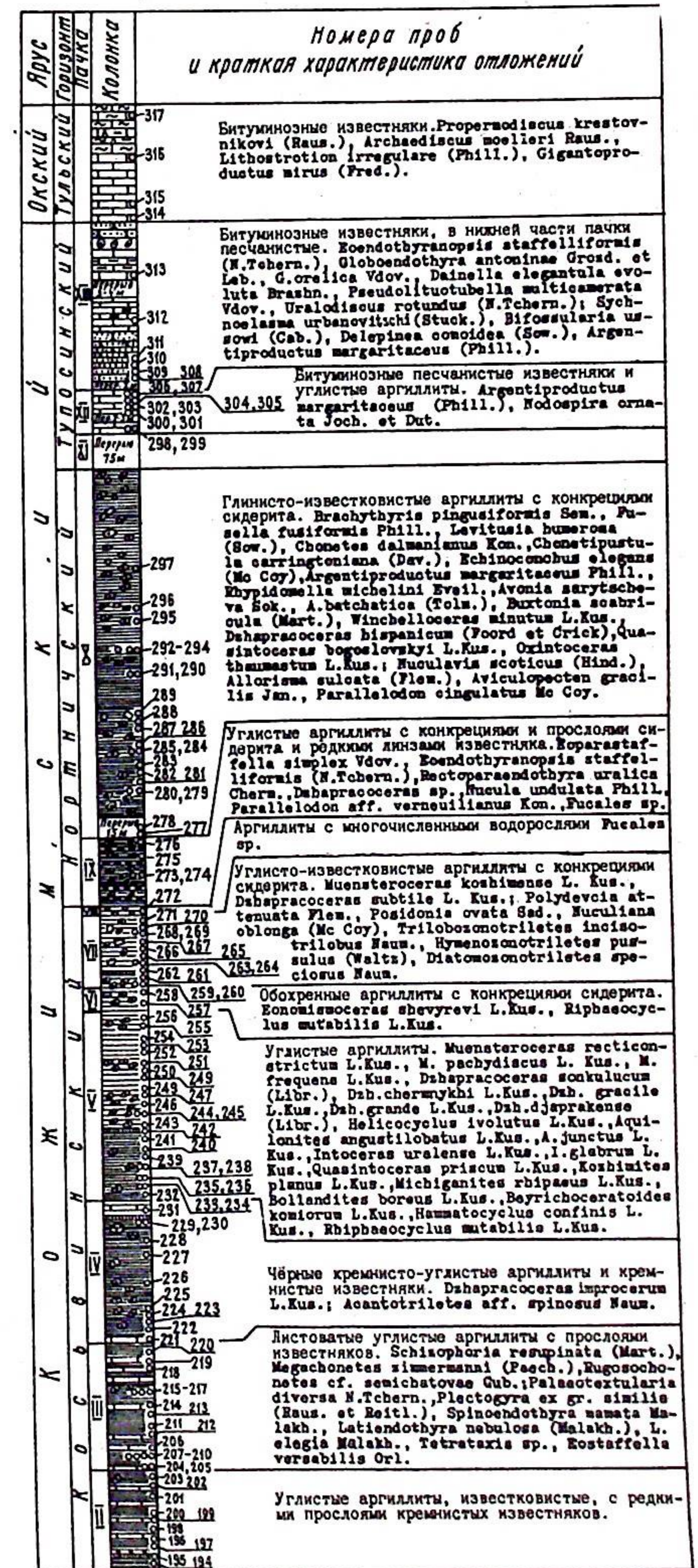


Рис.1. Разрез и схема опробования турнейских и нижней части кожимских отложений.

В изученных обнажениях правого берега р.Кожима наблюдается непосредственное налегание слоев кожимского яруса на кровлю слоев турнейского (рис.1). В кожимском ярусе снизу вверх выделены косьвинский, нортничский и тупо-синский горизонты.

Большая часть кожимского яруса представлена терригенными породами, преимущественно аргиллитами. Косьвинский горизонт (177 м) сложен пачками I-VIII (рис.2). Нижняя часть горизонта (пачки I-III) охарактеризована фауной фораминифер и брахиопод. В 1976 г. в нижних слоях пачки I были обнаружены пустоты от конодонтов. Верхняя часть косьвинского горизонта (пачки I-VIII) включает более разнообразный комплекс палеонтологических остатков: здесь встречены аммоноидеи, пелециподы, водоросли, споры. В стратотипическом разрезе нортничского горизонта, достигающий 110 м мощности, представлен двумя пачками. В дополнение к редким находкам в пачке IX пелеципод и водорослей в 1976 г.

Рис.2. Разрез и схема опробования отложений кожимского и окского ярусов по правому берегу Кожима.



удалось обнаружить небольшие линзы детритусового известняка с фораминиферами: *Eoparastaffella simplex* Vdov., *Eoendothyranopsis staffelliformis* N. Tchern., *Rectoparaendothya italica* Chern., *Mstinia orientalis* N. Tchern., *Tournaquilla gigantea* Malakh., *Tetrataxis vulgaris* Malakh., *Forschia* sp., *Palaeotextularia diversa* N. Tchern., *Planodiscus* sp., *Endospirorlectamina conili* Lip.

Таким образом, в результате исследований последних лет фаунистическая характеристика нортнического горизонта получила существенное подкрепление выявленным сообществом фораминифер. В настоящее время можно бесспорно считать пачку IX дотупосинской, что еще раз подтверждает последовательное, без нарушений, и моноклинальное залегание горизонтов кожимского яруса. Верхним горизонтом яруса является тупосинский. Он обнажен не полностью, известна лишь его верхняя карбонатная часть. С учетом необнаженной нижней части мощность тупосинского горизонта может быть оценена в 120 м. Верхняя часть горизонта охарактеризована разнообразным комплексом фораминифер, кораллов, брахиопод, гастропод. Встречены конодонты плохой сохранности.

По комплексам фауны, спор и пыльцы мы сопоставили косьвинский горизонт с елховским горизонтом Русской плиты, нортнический - с радаевским, тупосинский - с бобриковским горизонтом.

Разрез перми начинается непосредственно ниже по реке после доказанных выходов  $S_3$ , но большая часть его расположена ниже железнодорожного моста через р.Кожим, по его левому берегу. Здесь вскрыты подугленосная морская юньягинская и угленосная лагунно-континентальная воркутская серии (рис.3). И.С.Муравьев (1972) считает, что кровле кунгурского яруса отвечает кровля нижней подсвиты лекворкутской свиты.

Юньягинская серия представлена свитами сезымской - более 150 м, гусиной (косьинской)\* - 360 м, бельковской (чернореченской) и талатинской (кожимской) - около 300 м. Из этих толщ нами были опробованы только две верхние: бельковская и талатинская. Первая представлена монотонной толщей серых и зеленоватых алевролитов с редкими прослоями песчаников и с карбонатными конкрециями цилиндрической формы; в ней фауна не обнаружена. Талатинская свита представлена главным образом чередованием алевролитов и известковистых песчаников. Среди последних имеются маркирующие пласты с повышенной карбонатностью, с богатой и разнообразной морской и солоноватоводной фауной.

\* В скобках устаревшие названия свит (Ротай, 1947).

Воркутская серия представлена свитами лекворкутской (воркутской, 600-650 м) и интинской (около 600 м). В верхней подсвите лекворкутской свиты появляются прослои угля, выше по разрезу их количество и мощность нарастают. Аналогично заметно увеличивается количество и мощность конкреционных образований. Обе свиты обладают циклическим строением. Несмотря на некоторые отличия в строении разреза, по валовому химическому составу они близки, что было учтено при геохимическом изучении толщи, где наиболее информативным оказался не состав пород, а состав конкреций.

Методика геохимического исследования. Естественные выходы отложений карбона и перми опробовались по Кожиму и его левому притоку Нортничаёлю. Опробование выполняли по возможности равномерно, через равные интервалы по мощности, составившие 1-5 м для отложений  $S_1$  и 7-10 м для мощного разреза  $P_1-P_2$ . Конкреционные образования опробовались отдельно и почти без пропусков. Пробы брали штучные весом 100-200 г. Всего по отложениям  $S_1$  было взято 111 проб, по глинистой сидеритоносной толще  $S_{IV}$  - 173 (95 - по Кожиму и 78 - по Нортничаёлю), по визейской карбонатной толще - 51 (32 по левому берегу Кожима и 19 - по правому), по терригенной толще  $P_1-P_2$  - 257. Кроме того, в основном из карбонатной толщи визе было отобрано 46 проб на газовые анализы. Все пробы вначале проходили по луколичественный спектральный анализ. Просмотр этих анализов позволяет установить фоновые и аномальные содержания малых элементов: Mn, P, Ba, Sr, Cs, Ti и др. Аномальные пробы изучались отдельно, а из совокупности фоновых составлялись сборные пробы по литолого-стратиграфическому признаку. Равномерный характер опробования позволяет считать, что сборная проба вполне представительна характеризует данный литологический тип в данном стратиграфическом интервале. Сборные пробы проходили полный силикатный анализ, а конкреции и вообще породы с повышенной карбонатностью - анализ 1,89%-ной HCl вытяжки с определением в ней MnO, CaO, MgO, FeO, CO<sub>2</sub>, нерастворимого остатка (н.о.). Кроме того, конкреции дополнительно анализировались на P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и S. Как сборные, так и многие частные пробы анализировались количественным спектральным методом на Ba, Sr, Mn, F (со средним относительным стандартом воспроизводимости 10-20% для первых трех и около 30% - для F) и подвергались приближенно-количественному спектральному анализу на породообразующие элементы (Берман, 1961).

Кремнисто-карбонатная толща  $S_{IV}$  и глинисто-кремнистая толща  $S_1$  к. Литологический состав верхнедевонско-турнейской толщи очень подробно описан в работах А.А.Чумакова (1948) и М.В.Баг-

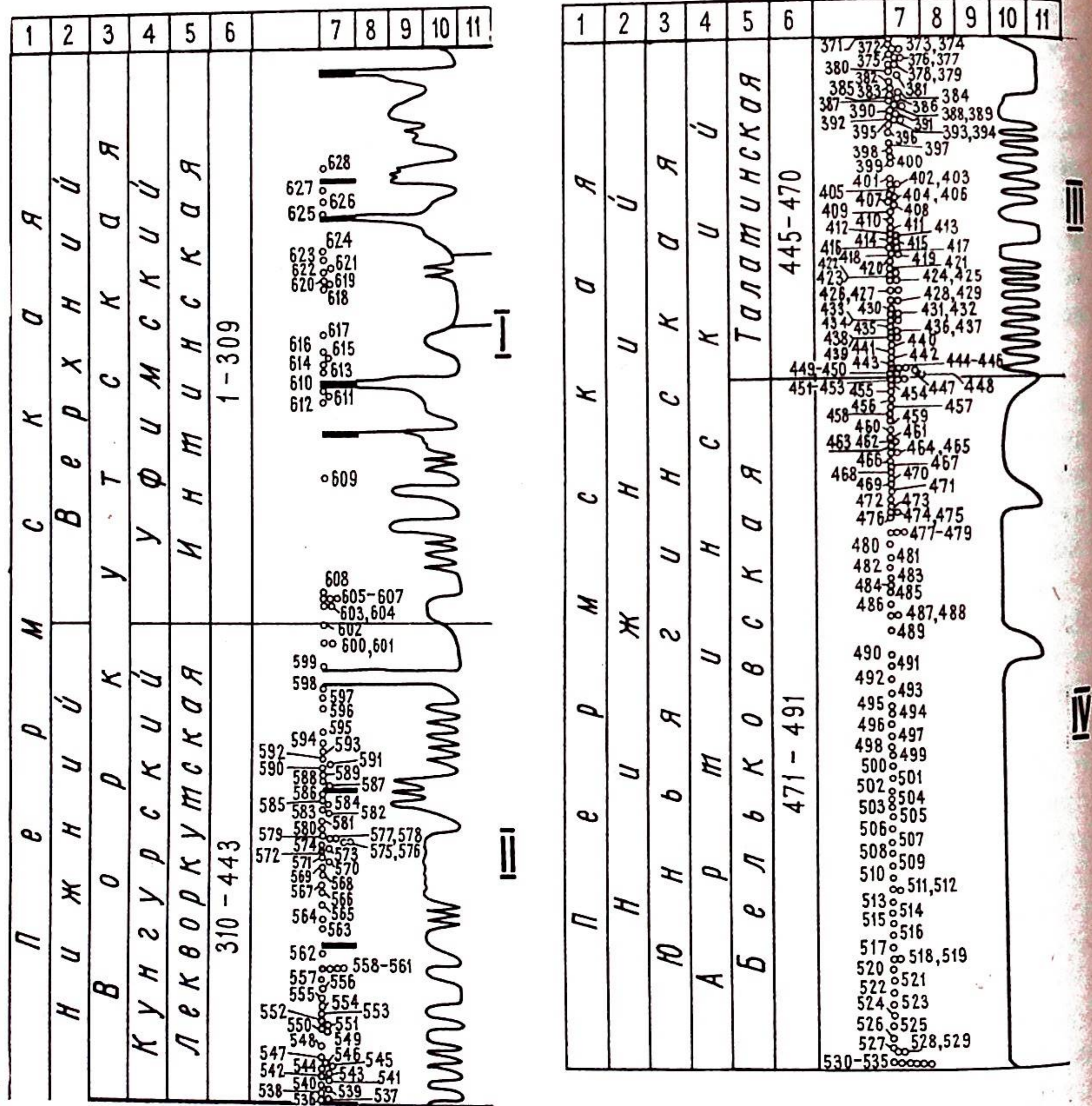


Рис.3. Разрез и схема опробования отложений P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub> по левому берегу Кожи-ма, ниже железнодорожного моста. I-система, 2-отдел, 3-серия, 4-ярус, 5-свита, 6-слой, 7-уголь, 8-аргиллит, 9-алевролит, 10-песчаник, 11-гравелит.

I - интинская свита. Песчаники серые массивные, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами, с угольными пластинами и пропластками от 0,03 до 2,8 м мощностью. Имеются линзы конкреционного карбоната и прослой серого битуминозного известняка. Пелециподы: *Aviculinna timanica* Masl., *A.negativeus* Gusk., *Astartella permocarbonica* Tschern., *A.multicostata* Demb., *Rostrina pogorevitschi* Gusk., *Pseudomonotis speluncaria* Schl., *Sanguinolites modioliformis* (King.), *Prothyris inticus* Gusk., *Myalina hausmaniformis* Gusk.,

*Leda flexuosa* (Lutk. et Lob.), *Chaenomya? petschorica* Gusk., *Cypricardina permica* Lich.

II - лекворкутская свита. Песчаники зеленовато-серые массивные, участками тонкослоистые, переслаиваются с зеленовато-серыми алевролитами. Встречаются угольные пластины и тонкие угольные пропластки, в средней части свиты - прослой аргиллитов. Брахиоподы: *Waagenoconcha irginae* Stuck. var. *irginaeformis* Step., *W.humboldti* d'Orb., *Cancrinella koninckiana* Keys., *Rynchopora nikitini* Tschern., *Spiriferella saranae* Vern., *Orthotetes grandis* Waag., *Lissochonetes rotundatus* Toulou, L. cf. *capitolinus* Toulou, *Chonetes adzvensis* Ifan., *Neophricothyris asiatica* Chao, *Megousia kuliki* Fred., *Rhipidomella uralica* Tschern.; пелециподы: *Sanguinolites multicostatus* Gusk., *S.modioliformis* (King.), *S.tricostatus* Gusk., *Aviculopecten keyserlingi* (Stuck.), *A.negativeus* Gusk., *A.netschajevi* Lich., *Myalina hausmaniformis* Gusk., *Streblopteria minima* Gusk., *Oriocrassatella plana* (Gol.), *Cypricardina permica* Lich., *Chaenomya? petschorica* Gusk., *Rostrina maxima* Pog. et Demb.

III - талатинская свита. Песчаники, переслаивающиеся с пачками алевролита, в нижней части частее и тоньше переслаивание тонкослоистых песчаников и алевролитов. В первых многочисленная галька серого алевролита. Брахиоподы: *Linoproductus cora* d'Orb. var. *rhizophaeus* Step., *Kochiproductus saranaeanus* Fred., *Athyris (Actinoconchus) planosulcata* Phill., *Edmondia* cf. *nebrascensis* Gein., *Orthotetes grandis* Waag., *Or. regularis* Waag., *Streptorhynchus* cf. *hallianus* Derby, *Str. pelargonatus* Schl., *Chonetes variolata* d'Orb., *Ch.granulifera* Cwen., *Ch. moelleri* Tschern., *Chonetina pseudotrapezoidalis* Milor., *Megousia kuliki* Fred., *Waagenoconcha humboldti* d'Orb., *Jakovlevia mammatiformis* Fred., *Avonia pseudoaculeata* Krot., *A.tundrae* Fred., *Chaoiella gruenewaldti* Krot., *Marginifera bicarinata* Wiman., *Mar. septentrionalis* Tschern., *Neospirifer poststriatus neocameratus* Step. forma Fred., *N.gerassimove* Step., *N.permicus* Ifan., *N.subfasciger* Lich., *Dielasma elongatum* (Schloth.), *D.plica* Kut., *Dictyoclostus uralicus* Tschern., *Thuleproductus arcticus* Witf., *Callispirina ornata* Waag., *Lissochonetes kojimen-sis* Miron., *Paeckelmanella expansa* Tschern., *Spiriferella saranae* Vern. var. *arctica* Haught., *Rynchopora nikitini* Tschern., *Horridonia borealis* Haught., *Stenoscisma mutabilis* Tschern., *Productus neoinflatus* Lich., *Cyrtella kuliciana* Fred., *Hustedia remota* Eichw., *Septacamera plicata* Kut., *Enteletes lamarki* Fisch.; пелециподы: *Cypricardina permica* Lich., *Obliquipecten sericeus* (Vern.), *Rostrina pogorevitschi* Gusk., *Leda flexuosa* Demb., *Aviculopecten timanica* Masl., *A.negativeus* Gusk., *A.simensis* Lich., *A.netschajevi* Lich., *A.licharevi* Fred., *Sanguinolites tricostatus* Gusk., *S.multicostatus* Gusk.

IV - бельксовская свита. Серые однородные алевролиты с редкими прослоями песчаника. Пелециподы: *Chonetina artiensis* Krot., *Anthraconeilo caelata* Demb., *A.artiensis* Stuck., *A.suffocara* Demb., *Praeundulomya concentri-*

дасаровой (1966). Нижние примерно 100 м сложены известняками и кремнями, а верхние 60 - кремнисто-глинистыми и известково-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков и кремней. Таким образом, вверх по разрезу нарастает количество терригенного материала (глинистого и отчасти алевритового) и убывает количество аутигенно-карбонатного и кремнистого. Поскольку, согласно А.И.Елисееву (1978), кожимская толща D<sub>3</sub>-C<sub>1t</sub> отвечает депрессионным сравнительно глубоководным фациям, такая эволюция состава отражает, очевидно, постепенное обмеление депрессии, вызванное опережением темпа прогибания темпом седиментации. Характернейшей особенностью кремнисто-известковых пород C<sub>1t</sub> является широкое развитие диагенетических процессов миграции кремнезема. Между макроскопически хорошо различимыми типами пород - "известняками" и "кремнями" располагается, как показывают анализы, практически непрерывный ряд смешанных кремнисто-известковых пород. Нашим опробованием была охвачена кремнисто-карбонатная (верхнетурнейская), кремнисто-глинистая (косьвинская) верхняя часть толщи (около 120 м). Из 111 проб этого разреза были составлены четыре сборные пробы (табл.1), которые представляли литотипы, хорошо различаемые в поле: "сланцы" (известковисто-кремнистые аргиллиты), известняки, кремнеизвестняки и собственно кремни. Однако анализы проб Ко-11 и 11А показали условность границы между известняками и кремнеизвестняками, так как в самых чистых известняках выход н.о. существенно кремнистого состава и опускается ниже 6-8%, а в кремнеизвестняках достигает 60%. Кремнистый материал преобладает также в некарбонатном веществе "сланцев"; даже при сравнительно невысоком содержании SiO<sub>2</sub>, как в сборной пробе Ко-10 - 65,3%, на долю свободного SiO<sub>2</sub> приходится не менее 90% от валового, что можно заключить по низкому содержанию глинозема.

Самой замечательной особенностью кожимской депрессионной кремнисто-карбонатной толщи является ее резкое обогащение марганцем; ранее (Юдович, 1972) нами были обнаружены накопления Mn в фациальном аналоге этой толщи - в отложениях D<sub>3</sub>-C<sub>1t</sub> на Подчереме и Еджид-Кырте. На Кожиме, однако, уровень концентрации Mn значительно более высокий, чем в указанном районе: в шести пробах количественным спектральным анализом были зафиксированы даже содержания, превышающие 1% (пробы 100,106,119,120,163,167), с максимумом в пробе "желвачкового", т.е. типично конкреционного кремнеизвестняка (с выходом н.о. 31,6%) - 2,14%. Существенно также, что высокие содержания Mn (1,28%) найдены и в породах с высоким содержанием кремнистого вещества (н.о. 66,4%). Все же в среднем, по сборным пробам, прослеживается совершенно отчетливая связь Mn с карбонатностью: в черных

кремнях с раковистым изломом (CO<sub>2</sub>=5,78%) содержится 0,16% MnO, тогда как в кремнеизвестняках (н.о.27-28%) - 0,67-0,72%. Очень интересно также аномально высокое значение титанового модуля ТМ (ТМ=TiO<sub>2</sub>:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), достигающее в пробе кремней Ко-12 необыкновенной величины - 0,5. Для сравнения напомним, что нормальное значение ТМ для глинистых пород Русской платформы составляет 0,053 (Мигдисов, 1960). Пока не совсем ясно: специфика ли это именно данной толщи, или вообще особенность силицитов (ибо данные о ТМ силицитов в литературе никем не обобщались). Если последнее окажется верным, то придется предположить участие TiO<sub>2</sub> в диагенетических миграциях вещества вместе с SiO<sub>2</sub>. В некоторых карбонатных слоях наблюдаются повышенные средние содержания Sr - 660 г/т, тогда как кларковое содержание для карбонатных пород не выше 350-400 г/т (табл.1). Это объясняется наличием отдельных проб с явно аномальными содержаниями Sr (например, проба 132, которая аномальна и по Ba). Это явление можно объяснить в терминах "реликтовых аномалий" (Юдович, 1976), которые в данном случае объясняются, по-видимому, диагенетическим окремнением известняков, частично "законсервировавшим" первичные Sr-содержащие карбонатные фазы.

Верхние 60 м, относящиеся уже к кожимскому ярусу, сложены преимущественно кремнисто-глинистыми породами, с редкими прослоями кремнисто-спикуловых известняков и еще более редких доломитов. Среди аргиллитов попадаются черные углистые разности, а среди них - прослойки светлых пластичных глин, резко отличающиеся от вмещающих пород не только внешне, но и по составу. Если вмещающие породы сложены в основном гидрослюдистым веществом с небольшой примесью монтмориллонита, то для светлых прослоев характерно повышенное содержание смешанно-слоистой фазы; соотношение разбухающих пакетов к неразбухающим М.В.Багдасарова оценивает примерно 1:3. Нам кажется, что резкая литологическая специфика светлых глинистых прослоев позволяет трактовать их как продукт изменения пепловых прослоев. Первоначально они, по-видимому, были чисто монтмориллонитовыми, а формирование смешанно-слоистых монтмориллонит-гидрослюдистых фаз произошло позднее, в катагенезе.

Лишь в самых верхних слоях турнейской - в низах кожимской толщи появляются, согласно М.В.Багдасаровой, первые признаки каолинита, который выше становится господствующим минералом.

Глинистая толща кожимского яруса. Вверх по разрезу происходит постепенная смена кремнисто-глинистых сланцев глинистыми и выше - карбонатно-глинистыми; верхи сидеритоносной толщи представлены уже песчано-глинистыми сланцами, отвечающими, по-видимому, наиболее

Химический состав кремнисто-карбонатных и кремнисто-глинисто-карбонатных пород из отложений низов кожимского яруса и C<sub>1t</sub>(в%)

| Компоненты                     | А.А.Чумаков, 1948 |       |            |        | Наши данные  |       |              |        |        |              |
|--------------------------------|-------------------|-------|------------|--------|--------------|-------|--------------|--------|--------|--------------|
|                                | 504а              | 504   | 64с        | 64     | 114          | 132   | Ко-10        | Ко-11  | Ко-11а | Ко-12        |
| SiO <sub>2</sub>               | 17,71             | 13,15 | 38,59      | 72,84  | Нет анализов |       | 65,30        | 30,24  | 34,82  | 79,62        |
| Ti O <sub>2</sub>              | Нет данных        |       |            | 0,65   | -            |       | 0,45         | 0,22   | -      | 0,27         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,11              | 1,46  | 2,16       | 13,03  | -            |       | 3,88         | 0,93   | 0,19   | 0,44         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,33              | 0,52  | 0,17       | 0,35   | -            |       | 0,98         | 0,20   | 0,51   | 0,89         |
| FeO                            | 0,69              | 0,71  | 0,33       | 2,12   | -            |       | 0,75         | 0,43   | 0,50   | 0,72         |
| MnO                            | Нет данных        |       |            |        | -            |       | 0,13         | 0,72   | 0,67   | 0,16         |
| MgO                            | 1,15              | 1,09  | 0,36       | 0,72   | -            |       | 1,82         | 0,97   | 1,43   | 0,43         |
| CaO                            | 40,60             | 42,17 | 31,47      | 0,28   | -            |       | 11,36        | 34,47  | 31,72  | 7,42         |
| Na <sub>2</sub> O              | Нет данных        |       |            | 1,14   | -            |       | 0,10         | 0,20   | 0,20   | 0,10         |
| K <sub>2</sub> O               | -                 |       |            |        | -            |       | 1,11         | 0,34   | 0,19   | 0,16         |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,12              | 0,06  | 0,11       | 2,71   | -            |       | 2,99         | 2,33   | 1,77   | 2,31         |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  |                   |       |            |        | -            |       | 0,54         | 0,06   | 0,06   | 0,20         |
| П.п.п.                         | 33,80             | 35,46 | Нет данных | 4,45   |              |       |              |        |        |              |
| CO <sub>2</sub>                | Нет данных        |       | 25,44      | 0,68   |              |       | 9,11         | 28,31  | 27,03  | 5,78         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | Нет данных        |       |            | 0,75   |              |       | 0,23         | 0,10   | 0,16   | 0,10         |
|                                |                   |       |            | 0,80   |              |       | 0,26         | 0,23   | 0,31   | 0,39         |
| C <sub>орг</sub>               |                   |       |            |        |              |       | 1,50         | 0,44   | 0,43   | 0,71         |
| Сумма                          | 97,51             | 94,62 | 98,63      | 100,52 |              |       | 100,38       | 100,08 | 99,84  | 99,51        |
| HCl - вытяжка                  |                   |       |            |        |              |       |              |        |        |              |
| MnO                            |                   |       |            |        | 0,08         | 0,55  | Нет анализов | 0,59   | 0,42   | Нет анализов |
| CaO                            |                   |       |            |        | 7,21         | 35,75 | -            | 34,42  | 31,35  | -            |
| MgO                            |                   |       |            |        | 0,08         | 0,56  | -            | 0,34   | 1,06   | -            |
| FeO                            |                   |       |            |        | 0,55         | 0,34  | -            | 0,50   | 0,72   | -            |
| CO <sub>2</sub>                |                   |       |            |        | 5,57         | 29,15 | -            | 27,63  | 26,31  | -            |
| H <sub>2</sub> O               |                   |       |            |        | 82,58        | 30,46 | -            | 33,80  | 38,20  | -            |
| Si                             |                   |       |            |        | 0,029        | 0,12  | 0,028        | 0,066  | 0,052  | 0,017        |
| Ba                             |                   |       |            |        | 0,023        | 0,1   | 0,014        | 0,008  | 0,0084 | 0,006        |

Примечание. 504а - кремнисто-известковая порода; 504 - кремнисто-известковая конкреция из тонкого прослоя глинистого сланца; 64с - кремнистый известняк; 64 - кремнистый известняк. Сборные пробы: Ко-10 - карбонатных кремнисто-глинистых сланцев, n = 22; Ко-11 - кремнистых известняков, n = 7; Ко-11а - более кремнистых известняков, n = 21; Ко-12 - карбонатных кремней, n = 18.

Таблица 2

Химический состав отложений кожимского яруса (в %)

| Компо-<br>ненты                | А.А.Чумаков, 1948 |        |        |       |       |            |        |        |            |        | Наши данные |       |     |  |
|--------------------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|------------|--------|--------|------------|--------|-------------|-------|-----|--|
|                                | 25                | 35     | 40     | 48    | 121   | 151        | 144    | Н-1    | Ко-13      | Н-2    | Н-1         | Ко-13 | Н-2 |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,28             | 45,96  | 51,76  | 49,96 | 51,76 | 52,04      | 50,00  | 55,60  | 47,14      | 52,38  | 11,80       |       |     |  |
| Ti O <sub>2</sub>              | 0,32              | 0,80   | 1,08   | 0,60  | 0,40  | 0,40       | 0,24   | 0,80   | 1,93       | 1,92   | 1,00        |       |     |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,15             | 18,90  | 23,59  | 25,31 | 24,81 | 23,03      | 27,73  | 19,52  | 21,64      | 18,28  | 3,40        |       |     |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,90              | 3,03   | 3,15   | 3,65  | 3,22  | 3,54       | 4,09   | 3,62   | 5,98       | 3,54   | 4,79        |       |     |  |
| FeO                            | 2,86              | 4,39   | 4,36   | 3,71  | 2,49  | 3,55       | 1,06   | 1,21   | 2,80       | 2,30   | 34,59       |       |     |  |
| MnO                            | 0,05              | 0,10   | 0,05   | -     | 0,03  | 0,07       | -      | 0,03   | 0,04       | 0,06   | 0,49        |       |     |  |
| CaO                            | 13,12             | 9,32   | 2,80   | 0,72  | 2,32  | 2,44       | 0,32   | 5,32   | 2,15       | 3,59   | 7,66        |       |     |  |
| MgO                            | 1,29              | 0,75   | -      | 1,36  | 1,44  | 1,29       | 1,04   | -      | 1,36       | 0,74   | 3,08        |       |     |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,56              | 1,56   | 0,33   | 2,14  | 0,84  | 2,06       | 2,66   | 1,52   | 0,60       | 0,40   | 0,10        |       |     |  |
| K <sub>2</sub> O               |                   |        | 0,45   |       |       |            |        |        | 2,35       | 1,71   | 0,24        |       |     |  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  |                   |        |        |       |       |            |        |        | 10,21      | 8,54   | 3,84        |       |     |  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 2,16              | 2,25   | 2,90   | 2,48  | 2,73  | 2,48       | 3,32   | 2,34   | 2,04       | 2,22   | 0,60        |       |     |  |
| П.п.п.                         | 0,97              | 1,12   | 5,90   | 3,13  | 1,89  | 2,54       | 7,22   | 5,06   | Нет данных |        |             |       |     |  |
| CO <sub>2</sub>                | 11,74             | 7,18   | 1,48   | 3,50  | 4,12  | 4,00       | 1,00   | 4,75   | 0,50       | 1,63   | 26,16       |       |     |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,40              | 1,14   | 1,65   | 0,85  | 1,20  | 1,42       | 1,57   | 0,80   | 0,16       | 0,12   | 1,90        |       |     |  |
| S                              | 0,70              | 0,76   | 0,63   | 1,80  | 1,42  | 0,64       | 0,34   | 0,15   | 0,65       | 1,16   | 0,20        |       |     |  |
| C <sub>орг</sub>               |                   |        | 0,42   | 1,16  | 0,78  | Нет данных |        |        | 1,11       | 1,51   | 0,33        |       |     |  |
| Сумма                          | 99,40             | 100,26 | 100,07 | 99,63 | 99,83 | 100,28     | 100,59 | 100,72 | 100,34     | 100,10 | 100,08      |       |     |  |

Примечание. 25,35 - известково-глинистые сланцы, VI,40,48,121,151 - глинистые сланцы, 144 - песчано-глинистый сланец (верхи рудоносной толши). Сборные пробы: Н-1 - аргиллиты по руч.Нортничаэль, n = 24; Ко-13 - аргиллиты из разреза на Кожиме, n = 37; Н-2 - сидеритовые конкреции по руч.Нортничаэль, n = 29.

мелководным фациям. Химический состав глинистых пород (табл.2) обладает рядом особенностей. В них повышено содержание глинозема, что становится очевидным, если пересчитать валовое содержание на глинистое вещество. Несомненно повышено также содержание железа, серы в форме пирита, фосфата (аутигенный фосфат или сорбированные на гидроокислах формы?), органического углерода. Однако особенно замечательно резкое обогащение сланцев титаном. В сборных пробах Ко-13 и Н-1 (соответственно разрезы Кожима и Нортничаёля) содержание  $TiO_2$  составляет 1,9%, что значительно выше кларкового содержания для глин (0,7-0,8%). Обогащение пород титаном подчеркивается необычно высокими значениями  $TM = 0,09-0,10$ , против кларкового для глин - около 0,05. Приблизительно количественные спектральные анализы целого ряда проб аргиллитов, выполненные по методике Е.Л.Берман (1961), показали, что во многих пробах содержание  $TiO_2$  превышало 3%. Для проверки этих данных был выполнен химический анализ четырех проб (табл.3).

Таблица 3  
Содержание  $TiO_2$  в аргиллитах (в %)

| Проба | Порода                          | Спектральный анализ, аналитик Т.И.Иванова | Химический анализ, аналитик Л.М.Бер |
|-------|---------------------------------|---|-------------------------------------|
| 233   | Аргиллит серый, мяккий          | ~ 3                                       | 4,20                                |
| 262   | Аргиллит филлитовидный с фауной | 2,7                                       | 3,83                                |
| 275   | Аргиллит                        | ~ 3                                       | 3,80                                |
| 277   | Аргиллит                        | ~ 3                                       | 3,80                                |

Как видим, приближенные данные спектральных анализов в общем заслуживают доверия, хотя, конечно, при таких высоких содержаниях они не могут дать точной оценки содержания.<sup>х</sup> Надо подчеркнуть, что столь высокие

<sup>х</sup> Данные А.А.Чумакова (1948) по титану, по-видимому, занижены.

содержания  $TiO_2$  встречаются только в бокситах или в корах выветривания по основным и ультраосновным породам. Если к этому добавить, что в аргиллитах отмечаются (полукличественные данные) повышенные содержания V (в среднем 320 г/т, а по частным пробам и значительно выше), а также Ni (до 200 г/т), то все данные в совокупности позволяют заключить, что глинистая сидеритоносная толща содержит продукты переотложения коры выветривания, скорее всего по субстрату основных изверженных пород.

О составе и классификации конкреций. Особенностью терригенного разреза кожимского яруса является обилие конкреционных сидеритов. Рудоносная толща прослежена от р.Кожима до его притока руч.Нортничаёль на 7-8 км по простиранию. Запасы руды (со средним содержанием Fe, близким к 30%) оценивают цифрами: по категории  $C_1$  - 484 тыс.т,  $C_2$  - 84 тыс.т, т.е. месторождение и небольшое, и бедное по содержанию железа в руде (Ермолаев, 1948, с.557). Вещественный состав руд и вмещающих пород изучался А.А.Чумаковым (Чумаков, Мясников, 1944; Чумаков, 1948) и значительно позже М.В.Багдасаровой (1966). Результаты этих исследований могут быть резюмированы следующим образом.

1. Среди сидеритовых конкреций могут быть легко выделены в поле четыре морфотипа (Багдасарова, 1966).

Тип 1-й - небольшие (до 10 см в диаметре), шаровидные и лепешковидные, плотные, с нарастанием глинистости к периферии. Распространены по всему разрезу. Сложены сидероплезитом с примесью небольшого количества кальцита.

Тип 2-й - септариевые конкреции, достигающие размеров 1,5 м по длинной оси; распространены по всему разрезу. Септарные трещины обычно заполнены темно-коричневым (битуминозным) крупнокристаллическим кальцитом. Сложены сидероплезитом с небольшой примесью кальцита, реже доломита. Иногда конкреции отчетливо зональны: внешний слой более магнезиален (~20%  $MgCO_3$ ), чем ядерный (< 10%  $MgCO_3$ ). Как полагает М.В.Багдасарова (1966, с.87), дифференциация вещества при формировании зон привела и к высвобождению части  $CaCO_3$  в септарные трещины. В них иногда отмечаются, кроме кальцита, анкерит, пирит и тонкочешуйчатый каолинит. А.А.Чумаков (1948, с.37) замечает: "Если мы будем считать, что трещины (септарии) образовались при диагенезе осадков, то пирит и кальцит в трещинах не могут быть сингенетичными выделениями". Это представление вполне созвучно с современными генетическими трактовками вещества септарных трещин (Зарицкий, 1971).

Тип 3-й - конкреции с раковинами гониатитов в ядре. Стенки раковин обычно сложены кальцитом, во внутренней полости отмечаются кристаллы

сфалерита и выделения фосфата. В основном сидероплезитовые.

Тип 4-й - исключительно специфичные именно для кожимского разреза водорослевые конкреции - мелкобугристые желваки, представляющие собой псевдоморфозы по колониям бурых водорослей, диаметром до 20-30 см. "Веточки" более карбонатны, вмещающая основная масса более глинистая. При этом веточки, по-видимому, двухкомпонентны (сидероплезит + сидерит), а основная масса состоит из сидероплезита. Имеются примеси фосфата, пирита, сфалерита.

К этим типам необходимо также добавить конкреционные прослойки (до 5 см мощностью), пласты (до 0,5 м) без видимого выклинивания и линзы с выклиниванием.

2. По составу конкрециеобразователя конкреции, таким образом, в массе отвечают сидероплезиту, т.е. магнезиальному сидериту; в качестве самостоятельных минеральных фаз отмечены сидерит (?), кальцит, анкерит (?) и значительно реже доломит. Из некарбонатных конкрециеобразователей существенное значение имеют железистый хлорит (с показателем преломления  $1,625 < N < 1,648$ ), пирит и фосфат, причем хлорит, отмеченный А.А.Чумаковым предположительно к шамозиту, часто имеет характерные для него оолитовые формы. А.А.Чумаков выявил четкую зависимость состава конкреций от состава пород. В нижних горизонтах кремнисто-глинистых сланцев конкреции представлены кремнистыми сидеритами, в основной толще глинистых сланцев - "глинистыми сидеритами", в верхних горизонтах, богатых фауной гониатитов и колониями бурых водорослей, - фосфатными сидеритами.

3. Кроме отмеченных, конкреции содержат еще некоторые аутигенные (халцедон) и терригенные минералы - прежде всего каолинит, затем гидрослюда и небольшое количество обломочных зерен кварца и полевого шпата.

Приведенные данные показывают, что кожимские сидериты можно считать сравнительно хорошо изученными. Мы считали своей задачей при изучении кожимского разреза уточнить вклад аутигенной силикатной фазы в составе конкреций, подробнее изучить сфалерит, а также попытаться дать более детальную генетическую классификацию конкреций.

А.В.Македонов (1973) предложил матричный принцип классификации конкреции, с помощью которого, по замыслу автора, можно будет охватить конкреции любого состава. Главным классификационным признаком является вещественный состав конкрециеобразователя, но учитывается и множество других признаков. Эта классификация обладает высокой "решающей способностью", поэтому можно думать, что проблема классификации собственно конкреций в основном решена.

Открытым остается другой вопрос: как совместить классификацию конкреций с классификацией осадочных пород? Известно, что эти объекты

имеют целый ряд переходных (и по форме, и по составу) образований. Многие "полуконкреции" и даже обычные пластообразные осадочные породы по составу тождественны или очень близки к настоящим морфологически оформленным конкрециям. Наличие таких переходов заставляет искать общий принцип, по которому можно было бы классифицировать как типичные конкреции, так и вмещающие их породы. В основу единой классификации мы предлагаем положить параметр Д - количество конкрециеобразователя. Предлагаемая классификация рассматривается ниже непосредственно на примере кожимских конкреций.

В табл.4 сведены данные химических анализов 49 проб конкреций, из которых 39 представляют собой индивидуальные конкреции, конкреционные прослойки и линзы или их части и 10 - сборные пробы однотипных конкреций из одного слоя (отвечающие суммарно примерно 55-60 индивидуальным конкрециям). В каждую сборную пробу входило от 3 до 12 конкреций.

Данные химических анализов пересчитывались следующим образом.

1. По содержанию  $P_2O_5$  получали фосфат  $Ca - Ar$ :  $Ar = 2,18 P_2O_5$ ; это содержание несколько занижено, ибо не учтена возможная примесь в апатите  $CO_2, H_2O$  и  $F$ .

2. По  $MnO$  получали  $MnCO_3$ .

3. По  $CaO$ , с учетом  $CaO$ , потраченного на  $Ar$ , находили  $CaCO_3$ .

4. По  $MgO$  находили  $MgCO_3$ .

5. По пунктам 2,3,4 находили израсходованное количество  $CO_2$  и, вычитая его из  $CO_2$  в анализе, определяли остаток  $CO_2$ .

6. По остатку  $CO_2$  находили  $FeCO_3$ ; было бы грубой ошибкой находить карбонат железа по  $FeO$ , ибо часть  $Fe$  входит в железистый хлорит, и это сразу обнаруживает себя тем, что  $CO_2$  нехватает для насыщения карбонатов  $Mn, Ca, Mg$  и  $Fe$ .

7. По остатку  $FeO$  от карбоната железа находили железистый хлорит.

8. По сере находили пирит:  $Pir = 1,87 \cdot S$ .

При расчете хлорита предварительно находили разность:  $100 - (Ar + Pir + CaCO_3 + MnCO_3 + MgCO_3 + FeCO_3)$ . Эта разность указывала, на которую из возможных формул хлорита лучше вести расчет:

кронштедтит:  $2 FeO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot 2 H_2O$ ;  $Kx = \text{ост. } FeO \cdot 2,3$

шамозит:  $MgO \cdot 2,5 FeO \cdot 0,7 Fe_2O_3 \cdot 0,5 Al_2O_3 \cdot 3 SiO_2 \cdot 4 H_2O$ ;

$Sh = \text{ост. } FeO \cdot 3,0$

тюрингит:  $1,5 MgO \cdot 2,5 FeO \cdot 0,5 Fe_2O_3 \cdot 1,3 Al_2O_3 \cdot 2,3 SiO_2 \cdot 4 H_2O$ ;

$Tu = \text{ост. } FeO \cdot 3,2$

Пересчетные коэффициенты для хлорита подобраны в расчете на безмагнийевый его состав, ибо весь  $Mg$  мы уже связали в карбонат. Таким образом, содержание хлорита несколько занижается, а  $MgCO_3$  завышается,

Таблица 4

Средний химический и нормативно-минеральный состав конкреционных образований в глинистой толще  $C_1$ 

| Компоненты                           | Класс 10,<br>n = 10 | Класс 8,<br>n = 15 | Класс 6,<br>n = 9 | Класс 4,<br>n = 3 | Класс 5,<br>n = 4 | Классы 2+3,<br>n = 3 | Неполные анализы,<br>n = 5 |
|--------------------------------------|---------------------|--------------------|-------------------|-------------------|-------------------|----------------------|----------------------------|
| Компоненты 1,89% HCl вытяжки, % вес. |                     |                    |                   |                   |                   |                      |                            |
| H <sub>2</sub> O                     | 8,06                | 13,20              | 30,71             | 55,09             | 51,00             | 70,49                | 12,59                      |
| CO <sub>2</sub>                      | 29,91               | 28,87              | 22,65             | 9,65              | 7,52              | 5,51                 | 29,37                      |
| CaO                                  | 11,36               | 9,86               | 15,66             | 9,60              | 6,74              | 5,13                 | 6,87                       |
| MgO                                  | 2,75                | 2,62               | 2,70              | 2,39              | 1,38              | 1,15                 | 2,73                       |
| MnO                                  | 0,68                | 0,79               | 0,50              | 0,03              | 0,04              | 0,03                 | 0,36                       |
| FeO                                  | 36,31               | 32,54              | 14,92(8)          | 4,43              | 7,53              | 4,69                 | 31,20(2)                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       |                     | 8,35(2)            | 0,17(2)           | 4,68(1)           |                   |                      | 17,01(2)                   |
| Вся порода, % вес.                   |                     |                    |                   |                   |                   |                      |                            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 1,45                | 1,34               | 0,99              | 4,31              | 2,70              | 1,34                 | 1,79(4)                    |
| S                                    | 0,19                | 0,22               | 0,91              | 1,55              | 1,51              | 0,33                 | 0,15(4)                    |
| Нормативные компоненты               |                     |                    |                   |                   |                   |                      |                            |
| Фосфат                               | 3,16                | 2,92               | 2,16              | 9,40              | 5,89              | 2,92                 | 3,90                       |
| Пирит                                | 0,36                | 0,41               | 1,70              | 2,90              | 2,83              | 0,62                 | 0,28                       |
| MnCO <sub>3</sub>                    | 1,10                | 1,28               | 0,81              | 0,05              | 0,06              | 0,05                 | 0,58                       |
| CaCO <sub>3</sub>                    | 17,22               | 14,78              | 25,86             | 8,05              | 6,34              | 6,34                 | 8,49                       |
| MgCO <sub>3</sub>                    | 5,75                | 5,48               | 5,65              | 5,00              | 2,89              | 2,40                 | 5,71                       |
| FeCO <sub>3</sub>                    | 49,81               | 50,07              | 21,12             | 9,19              | 8,42              | 3,82                 | 58,20                      |
| Лептохлорит                          | 17,31               | 4,74               | 5,82              | -                 | 7,36              | 7,42                 | Нет данн                   |
| Д                                    | 94,35               | 74,94              | 63,12             | 34,59             | 26,43             | 16,15                | 77,16                      |
| Процент от суммы некарбонатов        |                     |                    |                   |                   |                   |                      |                            |
| Фосфат                               | 15,17               | 36,18              | 22,32             | 76,42             | 36,63             | 26,64                | 93,30                      |
| Лептохлорит                          | 83,10               | 58,74              | 60,12             | -                 | 45,77             | 67,70                | Нет данн                   |
| Пирит                                | 1,73                | 5,08               | 17,56             | 23,58             | 17,60             | 5,66                 | 6,70                       |
| Процент от суммы карбонатов          |                     |                    |                   |                   |                   |                      |                            |
| MnCO <sub>3</sub>                    | 1,49                | 1,79               | 1,52              | 0,22              | 0,34              | 0,40                 | 0,80                       |
| CaCO <sub>3</sub>                    | 23,31               | 20,64              | 48,39             | 36,12             | 35,80             | 50,28                | 11,63                      |
| MgCO <sub>3</sub>                    | 7,78                | 7,65               | 10,57             | 22,43             | 16,32             | 19,03                | 7,82                       |
| FeCO <sub>3</sub>                    | 67,42               | 69,92              | 39,52             | 41,23             | 47,54             | 30,29                | 79,75                      |

Примечание. В скобках - число анализов для компонентов, определенных не во всех пробах. Пробы (см. колонку, рис. 2): класс 10, существенно карбонатные конкреции - 217, 263, 270, 276, 278, 281, 284, 289, 291; класс 8, слабоглинистые существенно карбонатные конкреции - 202, 209, 216, 241, 256, 257, 260, 261, 264, 266, 267, 269, 274, 279, 282; класс 6, глинистые существенно карбонатные конкреции - 208, 210, 215, 228, 237, 238, 248, 252, 292; класс 4, конкреционные тела существенно карбонатные - 226, 246, 249; класс 5, конкреционные тела существенно некарбонатные - 235, 240, 250, 251; классы 2+3, слабо конкреционные тела - 222, 224, 244; неустановленные классы (неполные анализы) - 259, 285, 288, 294, 297.

но учесть это искажение невоз-  
можно. Как показали расчеты, в  
большинстве случаев состав  
лептохлорита отвечает тюринги-  
ту, реже шамозиту и кронштед-  
титу. Зная теперь содержание  
хемогенных аутигенных фаз,  
можно рассчитать параметр Д.  
 $D = \text{Pit} + \text{Ar} + \text{Chl} + \text{MnCO}_3$   
 $+ \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3$ .  
Величина (100 - Д) выражает  
долю терригенной фазы в кон-  
крециях и является грубым ана-  
логом "нерастворимого остатка"  
карбонатных пород. Полной  
аналогии здесь быть не может,  
ибо, например, пирит входит в  
состав Д (хотя он нерастворим);  
при наличии кремнистого веще-  
ства, барита и других аутиген-  
ных компонентов они тоже вой-  
дут в Д.

Если теперь разделить величи-  
ну Д на две части: карбонатную  
и некарбонатную, то можно по-  
строить трехпараметрическую  
вещественно-генетическую клас-  
сификацию. Генетической она  
является потому, что при форми-  
ровании величины Д мы уже до-  
пускали, что его компоненты  
являются хемогенными. Эта  
классификация содержит 11 классов и охватывает совокупность любых  
осадочных пород и любых конкреций (рис. 4).

Класс 1: осадочные породы (не конкреции),  $D < 10\%$ : аргиллиты, пес-  
чаники, алевролиты, известняки и т.д.

Классы 2 и 3: слабо конкреционные породы и тела,  $D = 10-30\%$ . В  
классе 2 Д существенно карбонатная (карбонаты более 50% от Д), в клас-

\* При нанесении точек на треугольник используется не Д, а 100-Д (оста-  
ток).

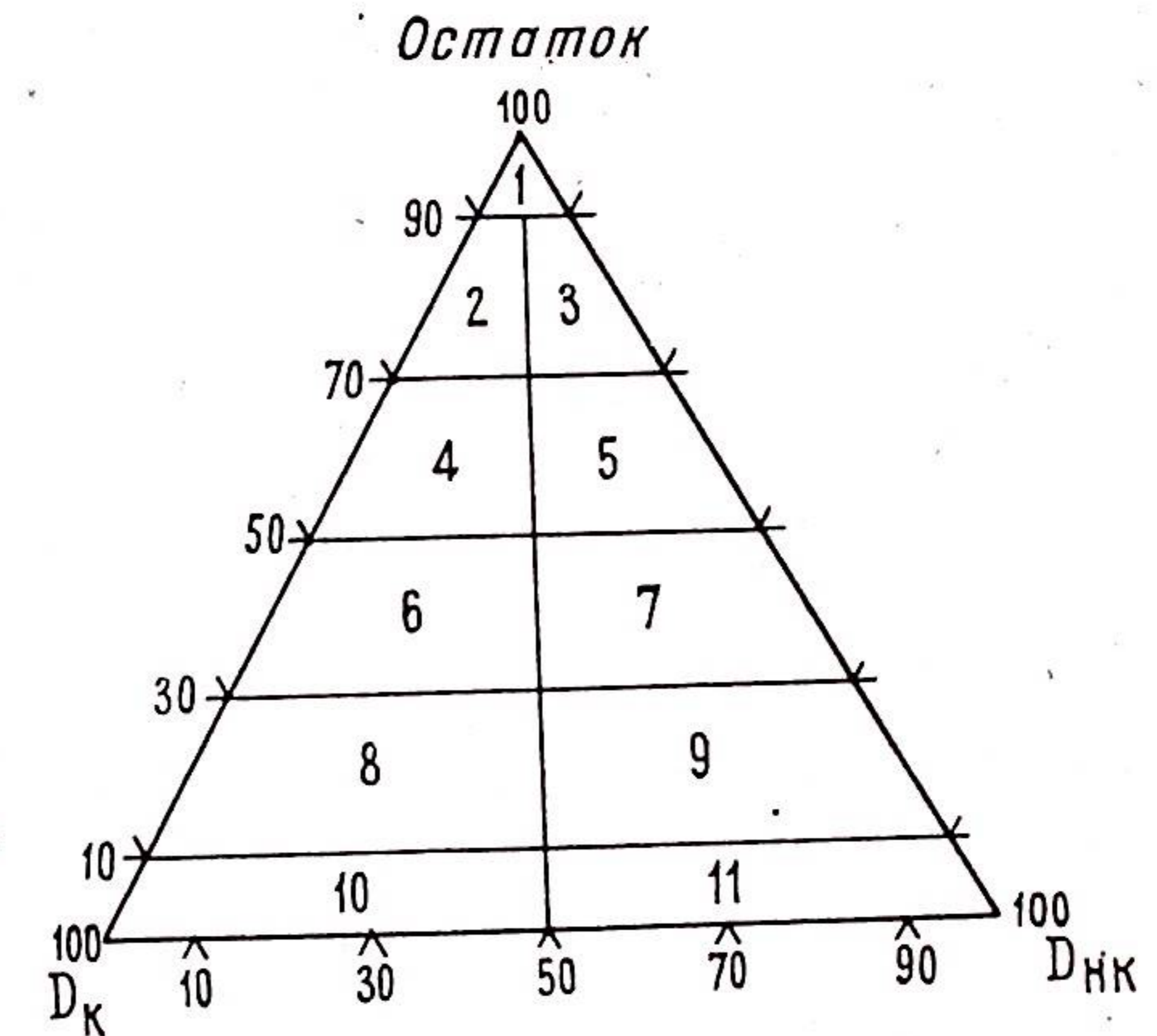


Рис. 4. Вещественно-генетическая классификация конкреций и конкреционных пород любого состава.

1 - осадочные породы; 2, 3 - слабо конкреционные породы (или тела); 4, 5 - конкреционные породы (или тела); 6, 7 - конкреции глинистые (песчаные, алевролитовые, кремнистые и т.д.); 8, 9 - конкреции слабоглинистые (слабоалевритовые и т.д.); 10, 11 - конкреции. Все поля с четными номерами - существенно карбонатные составы, с нечетными - существенно некарбонатные (например, пиритовые, баритовые, фосфатные и т.д.).

се 3 – существенно некарбонатная (карбонаты менее 50% от Д). При этом “тело” – это образование, ясно различимое от окружающей породы, а “порода” этим признаком не обладает (например, карбонатный песчаник).

Классы 4 и 5: конкреционные породы и тела,  $D=30-50\%$ . Класс 4 – существенно карбонатные, класс 5 – существенно некарбонатные.

Классы 6 и 7: глинистые, песчанистые, алевритистые, известковистые и прочие конкреции:  $D=50-70\%$ . Класс 6 – существенно карбонатные, класс 7 – существенно некарбонатные.

Классы 8 и 9: слабо глинистые (песчанистые и другие) конкреции,  $D=70-90\%$ , с соответствующим разделением на существенно карбонатные (8) и существенно некарбонатные (9).

Классы 10-11: собственно конкреции,  $D > 90\%$ .

Как видим, классификация очень похожа на классификацию карбонатных пород, например, по Г.И.Теодоровичу (1958, с.299), где известковистые, доломитистые глины отвечают нашим “слабо конкреционным глинам” и т.д., глинистые мергели – “конкреционным глинам” и т.д., известковистые, доломитистые мергели – “глинистым конкрециям”, собственно известняки и доломиты – “собственно конкрециям”. Дальнейшее разделение собственно конкреций (например, по величине  $D$  90-95 и 95-100), очевидно, не имеет смысла.

Важно подчеркнуть, что эта классификация несколько не мешает дальнейшему сколь угодно подробному подразделению. Например, подкласс 6 – песчанистые конкреции – может быть в соответствии со схемой А.В.Македонова, подразделен на аякеритовые, кальцитовые, сидеритовые и т.д.; аналогично можно разделить глинистые конкреции и вообще любой класс.

В названии конкреции целесообразно сначала указать класс, а затем дать характеристику состава конкрециеобразователя. Например: конкреционное тело, существенно карбонатное, пирит-фосфат-хлорит-сидероплезитового состава (рис.5). Как видим, речь идет о четвертом классе. Другой пример: слабо глинистая конкреция, существенно баритовая, кальцит-пирит-баритового состава – это класс девятый.

Важным достоинством предлагаемой классификации мы считаем то, что в ней находят свое естественное место такие своеобразные породы, как пермские граувакки (см.ниже), для которых характерна очень высокая карбонатность. Обычно название этих пород (например, литокластовая граувакка) не отражает высокого содержания аутигенной карбонатной (а нередко и хлоритовой) фазы; по химическому составу эти породы нередко соответствуют псаммо-мергелям. Это противоречие между обликом породы (явный песчаник) и ее химизмом (“мергель”) теперь снимается, ибо они будут называться слабо конкреционными или конкреционными по-

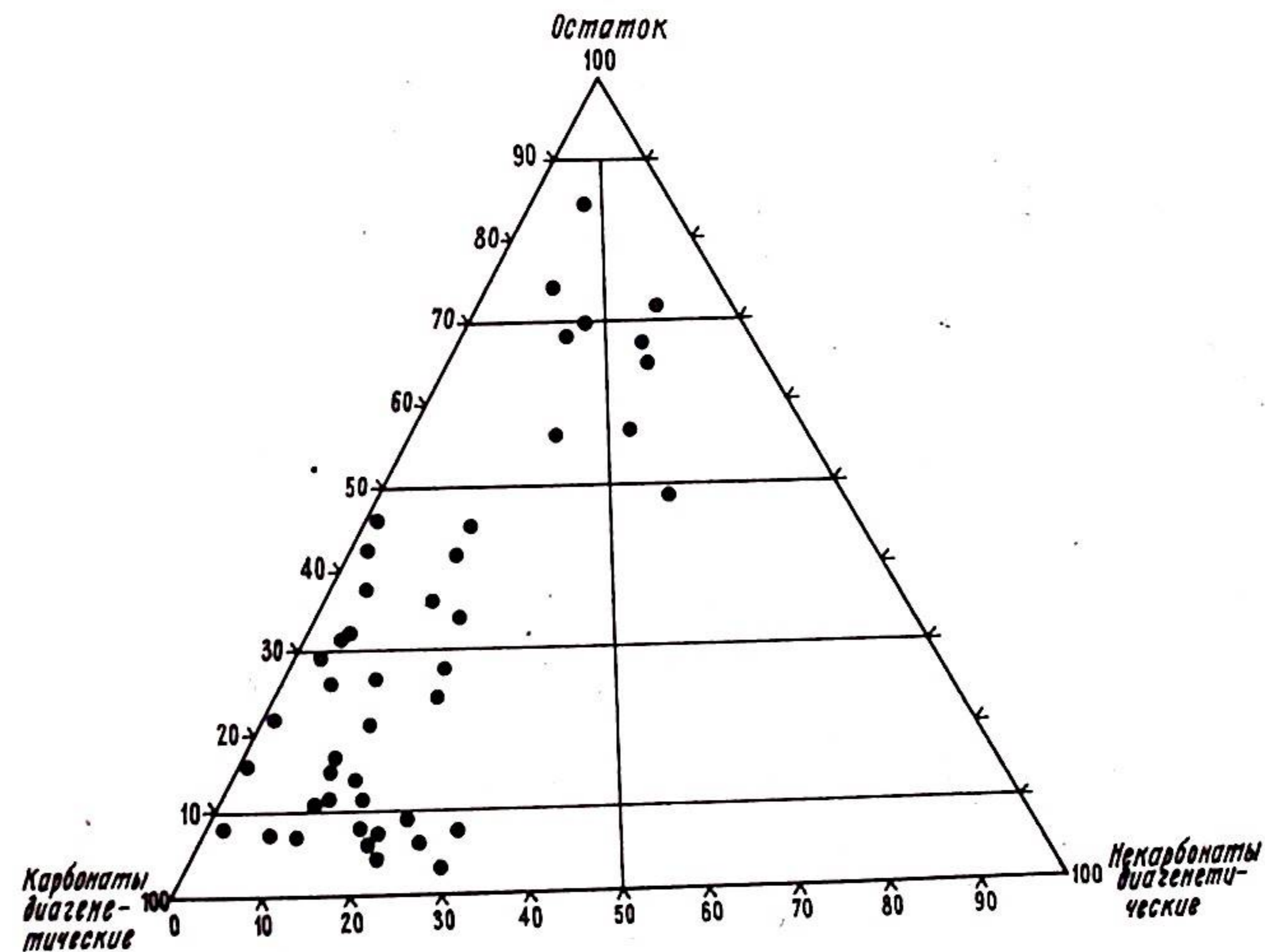


Рис.5. Положение точек составов кожимских нижнекарбонатных конкреций на классификационном треугольнике.

Классификацию карбонатной части  $D$  целесообразно выполнять общепринятым способом, т.е. выражая нормативные карбонаты в процентах от их суммы (рис.6). Интересной особенностью треугольника  $CaCO_3 - MgCO_3 - (Fe, Mn)CO_3$  является (как будто ранее никем не отмеченная?) возможность суждения о присутствии более чем одной карбонатной фазы по данным химического анализа. Для этого нужно лишь нанести на треугольник поля составов однофазовых карбонатов (твердых растворов и двойных солей). Попадание точек вне этих полей укажет, что в составе изучаемой карбонатной системы имеется как минимум две фазы. На рис.6 по литературным, в общем очень приблизительным данным (Винчелл, 1949; Зарицкий, 1970, с.128-148) нанесены поля составов однофазовых карбонатов рядов  $MgCO_3 - FeCO_3$ ,  $CaCO_3 - MgCO_3$  и  $CaCO_3 - FeCO_3$ , а также весьма неопределенное поле двойных солей типа анкерита и “железисто-го доломита”. Как видим, большая часть поля треугольника отвечает смеси минералов. В кожимских конкрециях преобладают, в согласии с предыдущими исследованиями, однофазовые сидероплезитовые (сидерит очень



Рис. 6. Состав карбонатной части кожимских конкреций  $C_1$ . Заштрихованы поля однофазового состава. 1, 2 – теоретический состав: 1 – анкерита, 2 – “железистого доломита”. Попадание точек валового состава за пределы заштрихованного поля означает, что в конкреции присутствуют как минимум два самостоятельных карбонатных минерала.

редок) и двухфазные кальцит-сидероплезитовые или сидероплезит-кальцитовые, попадаются и кальцитовые с небольшими примесями  $MgCO_3$  и  $FeCO_3$ . Только две точки попадают в предполагаемое анкеритовое поле, но и они могут оказаться не однофазными.

На рис. 7 показано соотношение между тремя некарбонатными компонентами Д: лептохлоритом, пиритом и фосфатом. Хорошо видна независимость фосфата от соотношения минералов железа, а также “поляризация” составов, т.е. преобладание практически двухфазных (фосфат + хлорит или фосфат + пирит) при подчиненном количестве комплексных трехфазных.

Имеется (по-видимому, вполне закономерная) связь между величиной Д

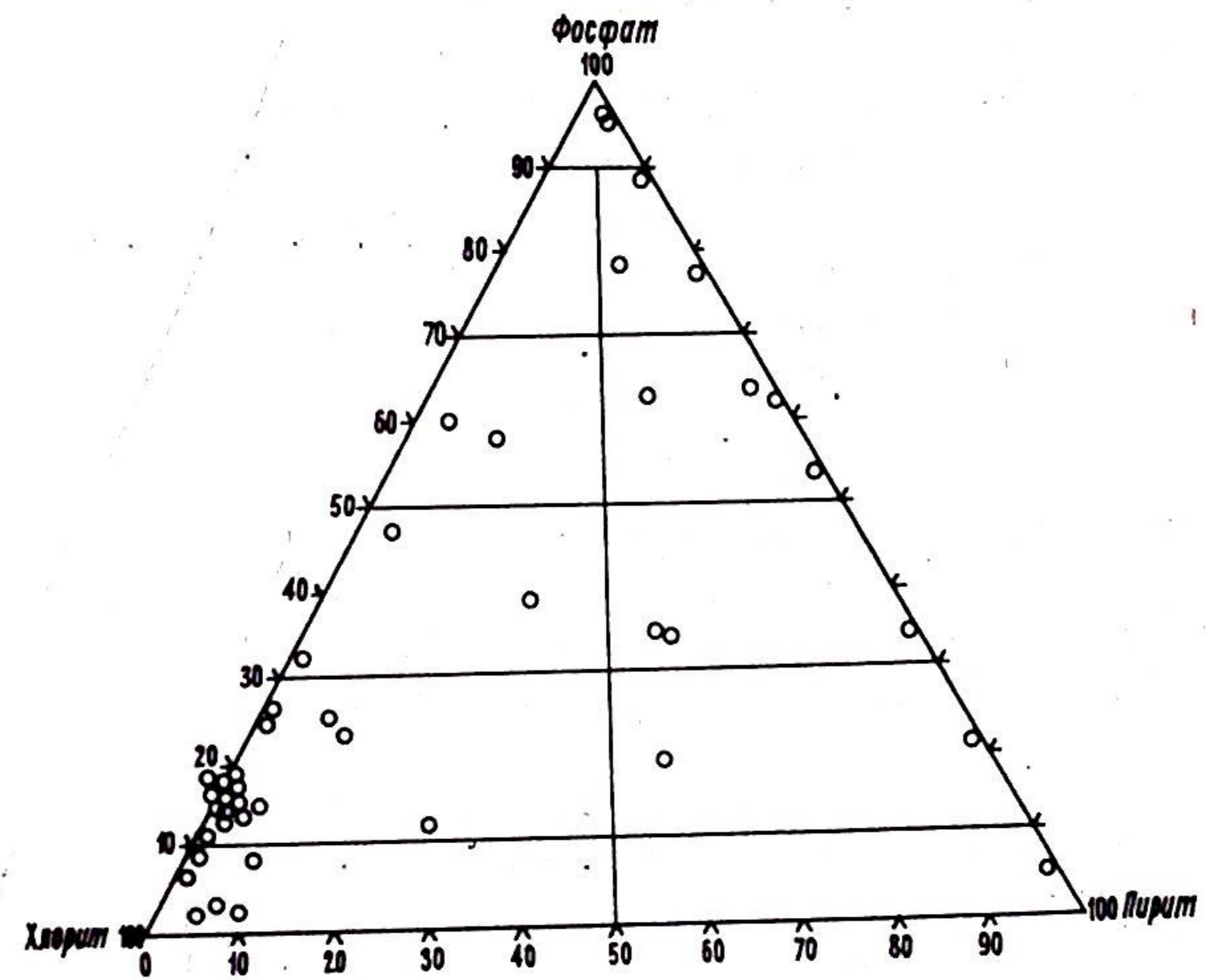


Рис. 7. Состав некарбонатной (аутигенной) части кожимских нижнекарбонатных конкреций.

и количеством минеральных видов: в конкрециях с высоким Д уменьшается набор минералов и доминирует только один (два) минерал; в конкрециях с низким Д (т.е. в конкреционных телах) в составе карбоната уже уверенно может допускаться доломит, нет такого резкого доминирования карбоната железа, состав некарбонатной части Д чаще трехкомпонентный, т.е. с соизмеримыми долями лептохлорита, пирита и фосфата.

Для уточнения состава аксессуарных минералов конкреций И.П.Никитенко выполнила 14 минералогических анализов тяжелых фракций. Они показали, что кроме преобладающих сидероплезита и пирита, в пробах попадаются небольшие количества гематита (№ 219, 244) и сфалерита (№ 208, 209, 226, 244, 264, 269, 285, 289). Содержание сфалерита составляет 160–930 г/т, а в пробе 264 – всего лишь 3 г/т. Во всех случаях сфалерит не может полностью обеспечить валового содержания Zn, достигающего 1000 г/т, что доказывает нахождение части Zn в рассеянной (изоморфной?) форме в карбонатном или силикатном веществе конкреций. В пробе одной из септарных водорослевых конкреций (№ 289) бы-

ли обнаружены аксессуарные количества (16 г/т) галита (!), происхождение которого не очень понятно.

Сфалерит имеет желтовато-бурый цвет, иногда с зеленоватым оттенком. По данным рентгеновского микроанализа минерал имеет следующий состав, %: Zn - 67,1, S - 32,8, FeO - 0,05, Mn - 0,005, CdO - 1, или в пересчете на минералы, %мол.: ZnS - 99,80, FeS - 0,09, MnS - 0,02, CdS - 0,09. Спектральным количественным анализом в минерале фиксируются примеси, г/т: Cu - 20-60, Ni - 1-20, Cr - до 80, Ti - 30-100, V - до 5, Ag - 3-5. За исключением Cu и Ag остальные примеси, по-видимому, входят в состав механических включений в сфалерите. Кривая дисперсии отражательной способности имеет нормальный вид с понижением в красной области спектра;  $R_{580}$  и  $F = R_{480} - R_{680}$  равны соответственно 16 и 1,1%. Параметр элементарной ячейки достигает  $5,406 \pm 0,001 \text{ \AA}$ , что позволяет рассчитать "рентгенометрическую" плотность минерала -  $4,09 \text{ г/см}^3$ . Реальная величина плотности, определенная методом Тимофеева, колеблется в интервале  $3,97-4,06 \text{ г/см}^3$ . По совокупности всех приведенных данных минерал характеризуется как очень малопримесный, близкий к теоретическому составу ZnS (то, что ранее относили к клейофанам).

Данные разведок Кожим-Нортничаельского месторождения сидеритов с подсчетами объемного выхода руды (в  $\text{кг/м}^3$ ) позволяют рассчитать степень интенсивности диагенетического стягивания вещества. Согласно данным М.М.Ермолаева (1948, с.557), содержание руды на  $1 \text{ м}^3$  породы по шести рудным горизонтам, выделенным А.А.Чумаковым, составляет от 17 до 166 кг, со средневзвешенным по всей рудоносной толще  $138 \text{ кг/м}^3$ . Используя приведенные им данные средних содержаний Fe, P и S в руде по горизонтам и приняв объемный вес аргиллитов  $1,45 \text{ г/см}^3$ , мы рассчитали, что в конкрециях, в пересчете на породу, содержится:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от 0,186 до 2,47%, со средним взвешенным 1,71%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  от 0,003 до 0,10% со средним взвешенным 0,054%, S от 0,004 до 0,028%, со средним взвешенным 0,014%. По горизонтам I, IV и VI имеются анализы аргиллитов (Чумаков, 1948, с.17), позволяющие оценить долю валового содержания компонентов, стянутую в конкреции (табл.5).

Доля (%) компонентов, стянутая в конкреции

Таблица 5

| Компоненты                  | Горизонты |       |      |
|-----------------------------|-----------|-------|------|
|                             | I         | IV    | VI   |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$     | 4,5       |       |      |
| $\text{P}_2\text{O}_5$      | 1,5       | 20,3  | 1,8  |
| S                           | 2,2       | 6,2   | 0,3  |
| Выход руды, $\text{кг/м}^3$ | 17,0      | 13,6  | 0,3  |
|                             |           | 108,8 | 32,5 |

Как видим, интенсивность диагенетического процесса резко колеблется, изменяясь для железа почти в 10 раз, для фосфора - в 20, для серы - в 45. Самой сильной диагенетической концентрацией выделяется наиболее продуктивный горизонт IV, для которого характерно и наивысшее содержание Fe в руде - 31,55%. Аналогичные подсчеты, выполненные для всей толщи, с использованием наших сборных проб по аргиллитам и сидеритам (с включением в подсчет и Mn), дают следующие результаты, %:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 18,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 28, S - 1,5, MnO - 35,8. Таким образом, ряд "диагенетической подвижности" компонентов выглядит следующим образом:  $\text{S} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{P} \rightarrow \text{Mn}$ . Важно подчеркнуть, что валовые содержания компонентов (порода + конкреции) не коррелируют с коэффициентом интенсивности диагенетической концентрации.

Таблица 6

Валовые содержания (порода + конкреции, % вес.) компонентов по горизонтам

| Компоненты              | Горизонты |       |       |
|-------------------------|-----------|-------|-------|
|                         | I         | IV    | VI    |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 6,36      | 9,86  | 10,41 |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 1,65      | 1,21  | 1,14  |
| S                       | 0,072     | 0,088 | 1,224 |

Как видим, валовые содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в горизонте IV даже несколько ниже, чем в горизонте VI, хотя степень диагенетической концентрации Fe в них различается в 10 раз. Следовательно, диагенетический процесс не зависел от геохимического фона, он определялся только содержанием в осадках реакционно-способного органического вещества - энергетического источника диагенетических миграций.

#### Карбонатные отложения визейского яруса.

Сидеритоносная глинистая толща перекрывается карбонатной толщей  $\text{C}_1\text{V} - \text{C}_3$ . А.А.Чумаков (1948, с.37) кратко описывает вначале толщу "известково-глинистых сланцев с многочисленными обломками микрофауны" (35 м), выше которой следует толща сланцеватых черных известняков без примеси обломочных зерен кварца и полевого шпата, но с обильными выделениями пирита (30 м) и далее толща частого переслаивания

Таблица 7

Содержание рассеянных газов, извлеченных из карбонатных пород

| Проба | Порода                                   | Содержание газов, без воздуха, включая водород, см <sup>3</sup> /кг |                                 |                 |                 |        |
|-------|--|---|---------------------------------|-----------------|-----------------|--------|
|       |  | всего   | N <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | CH <sub>4</sub> | Σ TУ   |
| 58    | Известняк                                | 3,586   | 3,144                           | 0,249           | 0,192           | 0,0002 |
| 59    | —  | 6,837   | 6,096                           | 0,572           | 0,164           | 0,0056 |
| 60    | Известняк с кальци-<br>том и битумом     | 13,996  | 11,502                          | 1,059           | 0,249           | 0,0106 |
| 61    | Колония Lithostrotion                    | 12,732  | 44,799                          | 1,838           | 0,665           | 0,1713 |
| 62    | Известняк                                | 27,713  | 25,795                          | 1,275           | 0,643           | 0,0006 |
| 63    | Известняк с кремня-<br>ми                | 17,816  | 12,131                          | 0,659           | 0,456           | 0,0672 |
| 64    | Известняк                                | 19,875  | 14,547                          | 0,733           | 0,219           | 0,0087 |
| 65    | Известняк брахио-<br>подовый             | 10,900  | 8,3                             | 0,683           | 0,100           | 0,0007 |
| 66    | Известняк                                | 33,823  | 30,075                          | 1,647           | 0,497           | 0,1920 |
| 67    | —  | 41,969  | 39,963                          | 1,914           | 0,080           | 0,0138 |
| 68    | Известняк брахио-<br>подовый             | 1,560   | 1,077                           | 0,187           | 0,013           | 0,0007 |
| 69    | То же                                    | 134,014   | 39,708                          | 1,219           | 0,683           | 0,0054 |
| 70    | —  | 11,831  | 8,412                           | 1,091           | 0,004           | сл.    |
| 71    | Известняк                                | 9,679   | 9,412                           | 0,255           | 0,013           | 0,0004 |
| 72    | Известняк криноид-<br>но-брахиоподовый   | 16,276  | 12,692                          | 0,952           | 0,316           | 0,060  |
| 73    | Известняк                                | 6,461   | 4,666                           | 0,528           | 0,112           | 0,0088 |
| 74    | Известняк брахио-<br>подовый             | 9,661   | 6,378                           | 0,516           | 0,301           | 0,0296 |
| 75    | Известняк                                | 8,239   | 6,202                           | 0,554           | 0,155           | 0,0485 |
| 76    | Известняк с брахио-<br>подами, кораллами | 35,342  | 34,119                          | 1,145           | 0,074           | 0,0025 |
| 77    | Известняк                                | 6,322   | 4,650                           | 0,257           | 0,062           | 0,0082 |
| 78a   | —  | 8,297   | 6,036                           | 0,793           | 0,019           | сл.    |
| 78    | —  | 5,596   | 3,742                           | 0,483           | 0,037           | 0,0175 |
| 79    | Известняк с брахио-<br>подами            | 6,132   | 4,007                           | 0,128           | 0,028           | 0,0113 |
| 80    | Известняк                                | 48,195  | 45,486                          | 2,323           | 0,279           | 0,1010 |
| 81    | —  | 30,527  | 20,673                          | 1,468           | 0,769           | 0,0205 |

известняков (около 10 м). Нами был опробован весь этот интервал, а также надстраивающие его слои на левом берегу Кожима, до подошвы среднего карбона. Известно, что облик визейской, в особенности окской карбонатной толщи, выдерживается на всем протяжении Печорского Урала (Елисеев, 1978). Это весьма характерные темные (часто черные) полидетритовые и биоморфные (коралловые, брахиоподовые) известняки с резким запахом углеводородных (УВ) газов. Как показало проведенное ранее геохимическое исследование (Юдович, 1975), в них действительно много УВ газов, а также экстрагируемых битумоидов, так что они несомненно могут рассматриваться как нефтегазоматеринские. Чтобы проверить, распространяются ли эти выводы и на кожимский разрез, мы провели газовое опробование визейской карбонатной толщи (три пробы взяты также из отложений C<sub>1t</sub> и сидеритоносной толщи). Пробы средним весом около 0,5 кг отбирались в стеклянные сосуды Боброва, используемые в медицинской практике, с несколько видоизмененной пробкой\*. Свежеотбитые куски породы по возможности быстро помещались в сосуд и герметизировались в нем; таким образом весь газ, который может выделиться по трещинам, оставался в сосуде. В дальнейшем в лаборатории Ухтинской тематической экспедиции вначале откачивали этот свободный газ, после чего проводили дробление в термовакуумном дегазаторе ТВД-5 при 100°. Анализ газа выполняли на хроматографах с применением катарометра и пламенно-ионизационного детектора с порогом чувствительности по пропану 1·10<sup>-5</sup>% объемных. В согласии с ранее полученными данными, анализ показал высокие содержания УВ газов (табл. 7). Преобладающим компонентом газов является азот: от нескольких до 64 см<sup>3</sup>/кг, чаще в интервале 10-30 см<sup>3</sup>/кг. Процентная доля азота (в сумме с инертными) колеблется от 39 до 95%\*\*. На втором месте стоит CO<sub>2</sub> - 0,2-4,5 см<sup>3</sup>/кг, в прослое светлой монтмориллонит-гидрослюдистой глины из отложений C<sub>1t</sub> - даже до 13 см<sup>3</sup>/кг. Углеводородные компоненты представлены метаном и его гомологами, от этана до пентанов включительно (в небольших количествах), кроме того, иногда отмечались и неопредельные УВ.

\* Вместо одной стеклянной трубки вставлялась латунная, на которую надевался резиновый шланг с зажимом, а отверстие для второй трубки заделывалось.

\*\* Все процентные доли занижены, так как до 20% (в одном случае до 39%) составлял явно "техногенный" водород, возникший, по-видимому, при реакции материала ступы с влагой, заключенной в пробе.

Таблица 7  
(окончание)

Содержание рассеянных газов, извлеченных из карбонатных пород

| Проба | Порода                                       | Содержание газов, без воздуха, включая водород, см <sup>3</sup> /кг |                     |                 |                 |        |
|-------|--|---|---------------------|-----------------|-----------------|--------|
|       |  | всего   | N <sub>2</sub> + iп | CO <sub>2</sub> | CH <sub>4</sub> | ΣТУ    |
| 82    | Известняк коралловый                         | 35,124  | 23,800              | 1,858           | 0,200           | 0,0080 |
| 83    | Известняк                                    | 11,824  | 9,126               | 0,766           | 0,144           | 0,0028 |
| 84    | "  | 40,997  | 27,476              | 1,263           | 0,023           | 0,0012 |
| 85    | Известняк с брахиоподами                     | 23,685  | 16,823              | 1,175           | 0,057           | сл     |
| 86    | Известняк коралловый                         | 13,199  | 7,886               | 0,868           | 0,092           | 0,007  |
| 87    | Мергель                                      | 13,536  | 9,324               | 0,628           | 0,359           | 0,081  |
| 88    | Известняк доломитовый                        | 21,662  | 18,473              | 1,644           | 0,032           | 0,015  |
| 89    | Известняк                                    | 9,511   | 8,955               | 0,535           | 0,012           | 0,001  |
| 90    | "  | 24,313  | 17,673              | 0,754           | 0,109           | 0,001  |
| 115   | Глина светлая монтмориллонит-гидро-слюдистая | 186,208   | 140,53              | 13,314          | 0,046           | 0,016  |
| 205   | Прослой гипса (1-2 мм)                       | 61,545  | 50,701              | 5,527           | 0,375           | 0,018  |
| 228   | Сидерит с пиритом                            | 191,456   | 168,807             | 3,753           | 0,249           | 0,003  |
| 304   | Известняк глинистый                          | 114,351   | 110,383             | 3,591           | 0,332           | 0,048  |
| 307   | Известняк                                    | 89,339  | 64,422              | 4,521           | 1,805           | 0,040  |
| 311   | "  | 4,837   | 2,554               | 0,960           | 0,214           | 0,006  |
| 312   | "  | 35,704  | 25,950              | 0,714           | 0,250           | 0,002  |
| 313   | Известняк глинистый                          | 3,506   | 2,031               | 0,533           | 0,088           | 0,002  |
| 314   | Известняк криноидный                         | 9,828   | 6,232               | 0,575           | 0,317           | 0,009  |
| 315   | Известняк с сидеритом                        | 23,612  | 17,782              | 3,018           | 0,231           | 0,003  |
| 316   | Известняк брахиоподовый                      | 5,331   | 3,673               | 0,420           | 0,185           | 0,015  |
| 317   | "  | 39,475  | 27,609              | 1,910           | 0,947           | 0,064  |

Примечание. Пробы 58-90 - визейские слои по левому берегу Кожима (номера нарастают вверх по разрезу); 205-317 - визейские слои по правому берегу Кожима (над сидеритоносной глинистой толщей); 115 - из кремнисто-глинисто-карбонатных слоев C1t; 205,228 - из сидеритоносной глинистой пачки.

Коэффициент жирности газов невысокий: 0,001-0,490. Содержание метана в породах от 0,01 до 1,8 см<sup>3</sup>/кг, большинство значений в интервале 0,1-0,4 см<sup>3</sup>/кг, что в десятки и сотни раз выше регионального фона не-газносных площадей, известного из литературы: 0,000п - 0,00п см<sup>3</sup>/кг. Содержание тяжелых углеводородов (ТУ) сильно колеблется в пределах трех (!) порядков: от 0,0002 до 0,19 см<sup>3</sup>/кг, большинство значений в интервале 0,00п - 0,0п см<sup>3</sup>/кг. Максимальные содержания как метана, так и ТУ характерны для тульских битуминозных известняков, переслоенных с мергелями, что, по-видимому, обеспечило наилучшую сохранность УВ газов в породах. К сожалению, H<sub>2</sub>S в этих анализах не определялся, но необходимо отметить обнаруженные нами сероводородные источники в правом борту долины руч.Нортничаель. Хотя источники, откладывающие серу и гидротроилит, выходят в поле развития сидеритоносных глинистых сланцев, питаются они, очевидно, из более глубоких карбонатных горизонтов.

Терригенные отложения P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>. В разрезе перми, обнаженном по правому берегу Кожима выше железнодорожного моста, нами опробована верхняя часть юньягинской серии (бельковская и талатинская свиты) и воркутская серия. В составе бельковской свиты преобладают серые и зеленовато-серые однообразные алевролиты, в составе талатинской серии появляются и песчаники, в том числе маркирующие пласты карбонатных песчаников с морской фауной. В среднем талатинская толща имеет следующий литологический состав, в %: аргиллиты (редкие, маломощные) - 1, алевролиты мелкозернистые - 23, алевролиты крупнозернистые - 36, песчаники алевритовые и мелкозернистые - 35, песчаники среднезернистые - 5. Представление о составе песчаников дает подсчет по шлифу среднезернистого песчаника, в %: кварц-12, обломки эффузивов - 3, плагиоклаз - 7, растительный детрит - 3,9, обломки осадочных пород - 37, цемент - 28,7. Таким образом, породы представляют собою литокластовые граувакки. Алевролиты отличаются от песчаников увеличением доли обломков минералов, среди которых преобладают кварц, полевые шпаты, хлорит. Воркутская серия характеризуется более пестрым литологическим составом, в %: песчаники - 42, алевролиты - 38,8, аргиллиты - 15,6 - 19, угли и углистые аргиллиты - 2,02-2,8. Среди песчаников преобладают серые и зеленовато-серые (за счет хлорита) средне- и мелкозернистые разновидности. Средний состав песчаников по всему Инта-Кожимскому району выглядит следующим образом, в %: кварц - 8, калиевый полевой шпат - 0,7, плагиоклазы - 4,6, мономинеральные зерна - 3,4, обломки осадочных пород (кремнистых, слюдисто-глинистых, глинистых, кварцитов) - 31,8, обломки эффузивов - 4,3, растительный детрит - 1,7, прочие (карбонаты, хлорит, мусковит и др.) - 2,6, цемент - 42,4. Таким образом, песчаники

Средний химический состав терригенных отложений P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>, %

| Компоненты                     | Сборные пробы |        |        |        |        |       |        |       |
|--------------------------------|---------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
|                                | Ко-3          | Ко-5А  | Ко-5Б  | Ко-6   | Ко-8А  | Ко-8Б | Ко-8В  | Ко-9  |
| SiO <sub>2</sub>               | 52,46         | 57,56  | 44,02  | 52,14  | 54,82  | 49,00 | 47,84  | 52,82 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,67         | 10,30  | 8,00   | 12,54  | 9,54   | 8,58  | 8,76   | 13,50 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,90          | 0,88   | 0,55   | 0,93   | 0,64   | 0,64  | 0,64   | 1,00  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,25          | 4,55   | 4,01   | 5,00   | 4,13   | 3,63  | 4,31   | 4,29  |
| FeO                            | 4,09          | 3,63   | 3,16   | 4,31   | 3,23   | 3,30  | 2,95   | 3,81  |
| MnO                            | 0,10          | 0,11   | 0,20   | 0,10   | 0,14   | 0,19  | 0,21   | 0,13  |
| MgO                            | 3,19          | 3,10   | 2,54   | 4,30   | 2,40   | 2,45  | 2,02   | 5,01  |
| CaO                            | 6,07          | 5,24   | 15,96  | 4,53   | 8,45   | 12,02 | 12,86  | 3,23  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,00          | 4,20   | 2,83   | 1,75   | 4,00   | 4,00  | 3,67   | 1,93  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,03          | 1,67   | 1,36   | 1,70   | 1,43   | 1,44  | 1,43   | 1,98  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 1,50          | 1,24   | 1,04   | 1,80   | 1,32   | 0,86  | 1,16   | 2,58  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 5,11          | 3,75   | 4,32   | 7,27   | 3,51   | 4,01  | 4,07   | 6,74  |
| CO <sub>2</sub>                | 4,14          | 3,39   | 11,84  | 2,92   | 6,30   | 9,27  | 9,74   | 1,77  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20          | 0,17   | 0,15   | 0,21   | 0,17   | 0,16  | 0,16   | 0,21  |
| S                              | 0,19          | 0,07   | 0,09   | 0,11   | 0,04   | 0,10  | 0,10   | 0,15  |
| C <sub>орг</sub>               | 0,62          | 0,30   | 0,18   | 0,73   | 0,23   | 0,27  | 0,26   | 0,70  |
| Сумма                          | 100,43        | 100,16 | 100,21 | 100,38 | 100,33 | 99,87 | 100,13 | 99,78 |
| Ba                             | 0,043         | 0,040  | 0,031  | 0,034  | 0,031  | 0,007 | 0,025  | 0,032 |
| Σ                              | 0,023         | 0,025  | 0,054  | 0,010  | 0,018  | 0,025 | 0,040  | 0,016 |

Примечание: Ко-3 - алевролиты бельковской свиты, n = 65. Песчаники талатинской свиты: Ко-5А - низкокарбонатные, n = 24; Ко-5Б - карбонатные, n = 9; Ко-6 - алевролиты талатинской свиты, n = 27. Песчаники воркутской серии: Ко-8А - низкокарбонатные, n = 14; Ко-8Б - высококарбонатные, n = 11; Ко-8В - карбонатные, n = 6; Ко-9 - алевролиты воркутской серии, n = 27.

воркутской серии по составу мало изменились; они относятся к тем же литокластовым грауваккам, что и юньягинские, может быть с большим содержанием цемента. Интересно, что по сравнению с районом Воркуты песчаники Инта-Кожимского района отличаются заметно повышенной долей обломков пород (и пониженной - кварца), что связано скорее всего их большей близостью к источнику сноса - Палеоуралу.

В табл.8 приведен средний химический состав терригенных пород по сборным пробам. При составлении этих проб учитывалась степень карбонатности пород, которая частью хорошо видна уже в поле, но практически безошибочно устанавливается путем полуколичественного спектрального анализа по содержаниям Mn, входящего в основном в состав карбонатного цемента пород. Алевролиты бельковской свиты характеризуются сравнительно невысокой карбонатностью (4,14% CO<sub>2</sub>) и высоким значением фемического модуля ФМ  $(ФМ = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MgO}{SiO_2})$ , равным 0,239, что

указывает на участие в их составе продуктов размыва базитов и ультрабазитов. Это подтверждается и повышенными средними содержаниями Sr и Ni (около 180 г/т) и двумя встреченными нами резкими аномалиями по хромю (0,1% и более). Песчаники талатинской свиты по среднему составу мало отличаются от подстилающих пород, в них также повышены содержания Sr и Ni. Алевролиты отличаются от песчаников меньшей карбонатностью и более кислым составом за счет увеличенной доли обломков кварца. Общее нарастание карбонатности пород от бельковской свиты к талатинской выражается в нарастании числа конкреций конкреционных тел пластообразной формы, однако никакой принципиальной разницы между "конкреционными телами" и породами с повышенной карбонатностью нет: по химическому анализу различить эти породы не представляется возможным. В породах воркутской серии насыщенность разраза конкреционным материалом заметно возрастает, причем и здесь не удается заметить четкой границы в химическом составе явных конкреционных тел и карбонатных песчаников и алевролитов. Другим отличием воркутской серии от юньягинской является снижение фемического модуля ФМ в среднем от 0,227 до 0,188, что можно связывать с изменением состава отстрата в питающей провинции, а может быть, и гумидизацией климата (увеличение роли кварца в обломочной части пород). Существенная разница между слабо угленосной лекворкутской свитой и промышленно угленосной интинской заключается в интенсивности диагенетического процесса. В лекворкутской свите при переходе от карбонатных песчаников (СО<sub>2</sub> = 8,74%, 6 анализов) к конкреционным телам (СО<sub>2</sub> = 22,74%, 8 анализов) содержание MnO возрастает в 1,6 раза, в интинской же при почти таком же изменении карбонатности (8,73 → 24,70%, по 3 и 7 анализам соот-

ветственно) содержание MnO увеличивается в 2,4 раза (0,20 → 0,57

В табл.9 приведены данные 55 анализов HCl-вытяжек (а также валовых анализов на P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) конкреций и карбонатных песчаников кожимского разреза перми. При пересчетах мы использовали тот же порядок насыщения окислов CO<sub>2</sub>, как и для сидеритов C<sub>1</sub>: MnCO<sub>3</sub> → CaCO<sub>3</sub> → MgCO<sub>3</sub> → FeCO<sub>3</sub>. При таком порядке содержания нормативных карбонатов Mn и Fe находятся в зависимости друг от друга, ибо для насыщения обоих окислов CO<sub>2</sub>, как правило, не хватает. Формируя карбонат железа последним, мы исходили из предположения о возможном присутствии в породах растворимого железистого хлорита. Как показал О.М.Розен (1970), между коэффициентами железистости  $(f = \frac{Fe}{Fe + Mg})$  породы и содержа-

щегося в ней хлорита имеется практически совпадение. Поскольку изучаемые граувакки характеризуются достаточно высокой железистостью, присутствие в них частично растворимых железистых хлоритов исключать нельзя.

По изученному разрезу характерным образом изменяются и количества и морфотипы, и химический состав конкреций. В алевролитах бельковской свиты преобладают сравнительно небольшие веретенообразные и цилиндрические конкреции. Некоторые из них имеют бугристую поверхность и, может быть, представляют собою карбонатные псевдоморфозы по фауне. Однако конкреции обогащают отдельные слои, располагаясь в них цепочками. Реже встречаются конкреционные прослои и пласты видимой длиной до 1 м и мощностью до 0,3 м. Большинство конкреций представлено кальцитовыми разностями: нормативный CaCO<sub>3</sub> составляет 85-97% от суммы карбонатов (табл.9). В талатинской свите количество конкреционного материала заметно увеличивается, возрастает и общая карбонатность песчаников. Здесь преобладают конкреционные прослои и пласты мощностью до 1 м видимой длиной до 3 м, характерны также маркирующие пласты карбонатных песчаников, переполненных морской фауной. Однако анализы показывают, что и "карбонатные песчаники" ничем не отличаются от типов конкреций (в частности, для них выражено характерное для всех конкреций концентрирование Mn и P). По составу конкреционные образования очень близки к таковым в бельковской свите, но в верхней части разреза талатинской свиты, при переходе ее к угленосной толще, в составе конкреций заметную роль начинает играть карбонат железа, и среди конкреций появляются известково-анкеритовые, причем анкерит представлен маложелезистой магнезиальной разновидностью, с n = 1,694 - 1,696. Появление угленосности в воркутской серии сопровождается возрастанием количества конкреционного материала, причем массовое развитие конкреционные образования получают в интинской свите с ее промышленной угленосно-

Таблица 9

Средний химический состав конкреций и конкреционных пород кожимского разреза P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>

| Классы конкреций и пород   | Число проб | Компоненты, % (1,89% HCl) |                               |                 |       |       |      |      |                               | Нормативные минералы, % |      |           |          |           |
|--|------------|---------------------------|-------------------------------|-----------------|-------|-------|------|------|-------------------------------|-------------------------|------|-----------|----------|-----------|
|  |            | Н.о.                      | R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CO <sub>2</sub> | MnO   | CaO   | MgO  | FeO  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Ap                      | Rd   | Cal       | Mag      | Std       |
| Бельковская (чернореченская) свита   |            |                           |                               |                 |       |       |      |      |                               |                         |      |           |          |           |
| Класс 8. Существенно карбонатные слабоалевритовые конкреции                        | 4          | 25,08                     | 4,47                          | 29,92           | 0,363 | 7,43  | 1,01 | 1,87 | 0,12                          | 0,27                    | 0,58 | 65,45 (2) | 2,00 (2) | 0,00-0,55 |
| Класс 6. Существенно карбонатные алевритовые конкреции                             | 9          | 43,26                     | 6,28                          | 19,60           | 0,30  | 24,41 | 1,12 | 2,50 | 0,24                          | 0,51                    | 0,48 | 42,57 (7) | 1,63 (7) | 0,00-0,97 |
| Класс 4. Существенно карбонатный конкреционный алевролит                           | 1          | 57,86                     | 8,44                          | 12,78           | 0,16  | 14,11 | 1,61 | 3,17 | 0,16                          | 0,35                    | 0,26 | 24,84     | 3,37     | -         |
| Класс 2. Существенно карбонатный слабо конкреционный песчаник                      | 1          | 75,12                     | 7,78                          | 5,50            | 0,16  | 6,16  | 1,41 | 2,59 | 0,14                          | 0,30                    | 0,26 | 10,46     | 1,53     | -         |
| Талатинская (кожимская) свита  |            |                           |                               |                 |       |       |      |      |                               |                         |      |           |          |           |
| Класс 8. Существенно карбонатный слабопесчанистый конкреционный прослой (10 см)    | 1          | 27,90                     | 5,78                          | 27,28           | 0,42  | 31,36 | 2,02 | 2,45 | 0,29                          | 0,63                    | 0,68 | 55,32     | 2,80     | 3,95      |
| Класс 6. Существенно карбонатные песчанистые конкреции                             | 7          | 38,62                     | 43,84                         | 22,22           | 0,30  | 27,30 | 1,09 | 2,51 | 0,27                          | 0,57                    | 0,48 | 47,82 (6) | 2,51 (5) | -         |
| Класс 4. Существенно карбонатные конкреционные песчаники                           | 5          | 56,91                     | 6,91                          | 13,30           | 0,28  | 15,95 | 1,55 | 2,74 | 0,18                          | 0,40                    | 0,41 | 28,03     | 1,67     | -         |
| Класс 4-5. Фосфат-кальцитовый конкреционный алевролит с фауной                     | 1          | 50,09                     | 7,13                          | 7,92            | 0,04  | 17,01 | 2,42 | 2,88 | 6,20                          | 13,52                   | 0,06 | 1,729     | 0,57     | -         |
| Класс 5. Существенно некарбонатный слабоконкреционный алевролит (лептохлоритовый?) | 1          | 66,38                     | 12,30                         | 5,72            | 0,15  | 6,61  | 2,42 | 4,60 | 0,15                          | 0,33                    | 0,24 | 11,21     | 1,34     | -         |
| Лехюркутская (воркутская) свита  |            |                           |                               |                 |       |       |      |      |                               |                         |      |           |          |           |
| Класс 8. Существенно карбонатные слабопесчанистые конкреции                        | 2          | 28,43                     | 6,13                          | 26,07           | 0,50  | 33,07 | 0,82 | 2,66 | 0,59                          | 1,28                    | 0,81 | 57,05     | 1,78     | 0,00-0,31 |
| Класс 6. Существенно карбонатные песчанистые конкреции                             | 6          | 38,62                     | 7,47                          | 21,64           | 0,26  | 26,20 | 1,08 | 2,85 | 0,31                          | 0,69                    | 0,43 | 45,53     | 1,83     | 1,31      |
| Класс 4. Существенно карбонатные конкреционные песчаники (кальцитовые)             | 2          | 66,63                     | 7,86                          | 9,02            | 0,22  | 11,14 | 1,61 | 3,10 | 0,13                          | 0,29                    | 0,36 | 19,59     | 0,50     | -         |
| Доломит-кальцитовый конкреционный алевролит  | 1          | 50,15                     | 6,41                          | 15,84           | 0,10  | 15,75 | 3,26 | 1,44 | 0,25                          | 0,54                    | 0,16 | 27,59     | 6,99     | 0,82      |
| Класс 2. Существенно кальцитовые слабоконкреционные песчаники                      | 3          | 71,48                     | 9,13                          | 6,20            | 0,20  | 7,20  | 1,61 | 3,70 | 0,15                          | 0,32                    | 0,33 | 12,48 (2) | 1,24 (2) | 0,00-1,29 |
| Интинская свита  |            |                           |                               |                 |       |       |      |      |                               |                         |      |           |          |           |
| Класс 8. Существенно карбонатные слабопесчанистые конкреции                        | 4          | 27,50                     | 7,39                          | 27,44           | 0,60  | 32,43 | 0,43 | 3,56 | 0,28                          | 0,61                    | 0,98 | 57,35     | 0,90     | 3,73      |
| Класс 6. Существенно карбонатные песчанистые конкреции                             | 3          | 39,53                     | 7,31                          | 21,05           | 0,51  | 25,20 | 0,98 | 3,17 | 0,29                          | 0,73                    | 0,83 | 44,46     | 1,62     | 1,30(2)   |
| Класс 4. Существенно кальцитовые конкреционные песчаники                           | 2          | 64,61                     | 6,47                          | 10,89           | 0,22  | 11,92 | 1,41 | 2,73 | 0,16                          | 0,35                    | 0,36 | 20,94     | 2,50     | 0,00-1,24 |
| Класс 5. Существенно некарбонатный (лептохлоритовый) конкреционный алевролит       | 1          | 67,95                     | 11,04                         | 4,40            | 0,15  | 4,82  | 2,34 | 3,89 | 0,27                          | 0,53                    | 0,24 | 8,03      | 1,49     | -         |
| Класс 3. Минерализованная древесина  | 1          | 89,66                     | 1,18                          | 0,26            | 0,01  | 0,11  | 0,20 | 1,00 | 0,02                          | 0,03                    | 0,02 | 0,20      | 0,28     | -         |

Преобладающей формой конкреционных тел здесь являются пластовые (особенности характерны они для лагуно-морских фаций). В интинской свите часто можно наблюдать, как мощные пласты алевролитов или песчанников "бронированы" в своей верхней или нижней части конкреционным пластом, который является неотъемлемой частью пласта породы и отличается лишь более высокой карбонатностью. Эти наблюдения иллюстрируют мощные постседиментационные процессы миграции вещества в контактах сланцев разного состава, хорошо описанные П.В.Зарицким (1970) в Донбассе. В полном соответствии с результатами А.В.Македонова (1957) можно отметить четкую корреляцию между степенью угленосности и железистостью конкреций. Наибольшие содержания нормативного  $FeCO_3$  (до 15% от суммы карбонатов) обнаружены в самых угленосных интервалах разреза интинской свиты. Здесь имеются известково-анкеритовые, анкеритовые (в основном в околоугольных фациях), реже - анкерито-сидеритовые, сидеритовые (по данным Ф.И.Енцовой за 1957 г.) конкреции. Увеличение железистости конкреций хорошо коррелирует с нарастанием их марганцевистости.

#### Выводы

1. В кремнисто-карбонатной толще турнейского яруса обнаружено массовое накопление Mn, достигающее 2% по отдельным пробам. Это явление полностью согласуется с обнаруженным ранее (Юдович, 1972) обогащением Mn депрессионных отложений более южного региона - восточной части Верхнепечорской впадины. Причиной концентрации Mn в этих фациях было, по-видимому, формирование в депрессиях стагнированных вод, обогащенных Mn (как в современных сероводородных водах Черного моря и некоторых впадинах Балтийского).

2. Получены убедительные доказательства того, что сидеритонесущая глинистая толща  $S_1$  содержит продукты переотложения кор выветривания (КВ), что естественно объясняет и ресурс железа для формирования сидеритов. Нетривиальность этого вывода в том, что по ряду геохимических и минералогических данных допускается, что субстратом для КВ послужили основные и ультраосновные породы.

3. В согласии с ранее полученными данными по Верхнепечорской впадине (Юдович, 1975) установлены высокие концентрации УВ газов, в составе которых преобладает метан. Несомненно, что карбонатная толща  $S_1$  была нефтегазоматеринской. В правом борту долины руч. Нортничаель, притока Кожима, обнаружены сероводородные источники, что является прямым нефтепоисковым признаком.

4. В орогенной молассовой толще  $P_1-P_2$  в согласии с известными общими данными А.В.Македонова установлено нарастание количества конкре-

ционного материала, а в его составе - нарастание железистости карбонатных конкреций по мере увеличения угленосности разреза.

5. Разработана новая вещественно-генетическая классификация конкреций, в основу которой положен параметр Д - количество конкрециеобразователя. Классификация обладает большой общностью и охватывает осадочные породы и конкреции любого состава.

6. На основании ранее опубликованных данных А.А.Чумакова (1948) и М.М.Ермолаева (1948) сделаны оценки диагенетической подвижности компонентов в кожимском сидеритонесущем разрезе  $S_1$ . Конкреции содержат (в процентах от валового содержания компонента в пласте): S - 1,5,  $Fe_2O_3$  - 18,  $P_2O_5$  - 28, MnO - 35,8. Следовательно, ряд диагенетической подвижности выглядит следующим образом:  $S \rightarrow Fe \rightarrow P \rightarrow Mn$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

Багдасарова М.В. К минералогии терригенных отложений нижнего карбона Приполярного Урала. - В кн.: Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит. М., "Наука", 1966, с.64-92.

Берман Е.Л. Количественное спектральное определение породообразующих элементов в горных породах. - В кн.: Материалы 8-го совещ. работников лабораторий геол.организаций. М., 1961, вып.4, с.163-170. (ВИМС).

Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. М., "Иностранлит", 1949, 657с.

Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л., "Наука", 1978. 192 с.

Ермолаев М.М. Железные руды Полярного Урала и прилегающей к нему части Печорской низменности. - В кн.: Материалы третьей геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, Коми кн.изд-во, 1948, с. 541-567.

Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. Сост. Л.С.Либрович и Н.К.Овечкин. Госгеолтехиздат, 1963. 28 с.

Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков, т.1, 1970, 223 с.; т.2, 1971, 176 с. (Харьковск. ун-т).

Македонов А.В. Конкреции глинистых пород. - В кн.: Фациальные типы глинистых пород. Л., "Недра", 1973, с. 96-132.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. - "Геохимия", 1960, № 2, с. 149-163.

Муравьев И.С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань, Изд-во Казанск.ун-та, 1972. 202 с.

Розен О.М. Хлориты осадочных пород. Типизация составов в зависимости от химизма среды. - "Докл.АН СССР", 1976, т.228, № 3, с. 689-692.

Ротай А.П. Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна. - "Тр.Ин-та геол.наук АН СССР.Угольная сер.", 1947, вып. 90, с. 111-133.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля). Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 299-300.

Чермных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л., "Наука", 1973, 303 с.

Чумаков А.А. Нижнекаменноугольные сидериты р.Кожим (Приполярный Урал). Петрозаводск, 1948. 52 с. (Учен.зап.Карело-Финского ун-та. т.11, вып.2).

Чумаков А.А., Мясников В.С. К генезису сидеритовых месторождений Коми АССР. - "Изв.АН СССР.Сер.геол.", 1944, № 2, с.87-97.

Юдович Я.Э. К геохимии карбонатного марганца. - В кн.: Тезисы 5-й Коми республ.молодежной науч.конф. Сыктывкар, 1972, с. 168-169.

Юдович Я.Э. Геохимия органического вещества в палеозойских отложениях Печорского Урала в связи с прогнозом нефтегазоносности. Сыктывкар, 1975, 43 с. (Коми филиал АН СССР. Серия препринтов "Научные доклады", вып.17).

Юдович Я.Э. Природа стронциевых аномалий в палеозойских толщах Печорского Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европ.части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 107-112, (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

## КУШКОВАТСКАЯ ФАЦИЯ ВИЗЕЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ПАЙ-ХОЕ

А.И.Елисеев, Г.Ф.Семенов

Кушковатская фация визейских известняков впервые была выделена В.А.Варсанофьевой (1962) на р.Малой Печоре. К ней отнесены своеобразные, нигде в то время больше не встреченные, черные тонкоплитчатые известняки, состоящие в значительной степени из кальцитизированных спикул губок и включающие тонкие прослой кремней. Мощность известняков оценивалась приблизительно равной нескольким десяткам метров, а возраст предположительно считался тульским и частично алексинским. Позднее этот возраст был подтвержден фауной фораминифер (Беляков, Чермных, 1970). Аналогичные породы в виде небольших выходов были отмечены затем и в более северных районах - на реках Б.Инте и Лек-Ельце (Елисеев, 1973).

Исследованиями 1977 г. нам удалось установить, что визейские известняки на р.Силове (Пай-Хой), в районе между устьями р.Буредан и руч.Гурейтивис, также являются кушковатскими. Наблюдаются они в целой серии длинных обнажений на расстоянии нескольких километров. Правда, толща пород сильно смята в мелкие складки и трудно составить ее нормальный разрез. Ориентировочно мощность ее равна 300-400 м. Возраст толщи, по заключению В.А.Чермных, который определял собранные нами фораминиферы, является тульским - раннеалексинским. Нижнюю границу толщи наблюдать не удастся, верхняя же - постепенная: тонкоплитчатые известняки переходят в обычные визейские известняки с фауной окского возраста.

Толща кушковатских известняков на р.Силове является довольно выдержанной по своему строению и набору пород. В основном это темно-серые тонкоплитчатые тонкослоистые известняки с "поясками" кремней. Однако все же можно заметить, что нижняя часть характеризуется повышенным содержанием кремнистых прослоев. В средней части количество их снижается; здесь характерно появление линзовидных тел (до 1,5 м мощностью)

крупнодетритовых известняков. В верхней части крупнодетритовые известняки играют еще большую роль. Таким образом, вверх по разрезу наблюдается уменьшение содержания кремнистого вещества и увеличение роли крупнодетритового известкового материала.

Наиболее распространенными среди пород, развитых в этой толще, являются микро- и мелкодетритовые известняки, на втором месте - спикуловые известняки. Нередко наблюдаются случаи тонкого переслаивания этих пород. Меньшую роль в строении толщи играют спонголиты и кремни.

Мелкодетритовые известняки образуют обычно пласты мощностью в несколько сантиметров. По внешнему виду это темно-серые и серые породы, тонкослоистые. В некоторых случаях отмечается тонкая градиционная слоистость. Размер детритового материала колеблется от 0,1 до 0,3 мм; известняки внешне выглядят как микродетритовые или микрозернистые. Основой детрита - членики криноидей, присутствуют также раковинки фораминифер и спикулы губок. Детритовый материал хорошо окатан, но часто сильно изменен перекристаллизацией, что также маскирует детритовую структуру известняков. Судя по нескольким химическим анализам этих пород, содержание доломита в них не более 3-5%, нерастворимого остатка - от 1 до 25%. Такая большая разница в содержании последнего объясняется разным количеством кремнистого материала. Заметим, что окремнение характерно для этого типа известняков. Кремни развиты в виде тонких "поясков" (от самых малых до нескольких сантиметров), неправильных участков и микроконкреций.

Микродетритовые известняки имеют также большое распространение. Они тесно связаны с мелкодетритовыми известняками, образуя частое переслаивание с постепенными переходами друг в друга. Детрит в этих известняках имеет размеры менее 0,1 мм, поэтому не поддается определению. Здесь также наблюдается тончайшая слоистость, обусловленная сортировкой материала.

Крупнодетритовые известняки встречаются редко, слагая обычно лишь линзообразные пласты (до 1,5 м мощности). Преобладающим в них является криноидный детрит, составляющий более половины всего материала. Встречаются остатки фораминифер, водорослей, брахиопод и реже - обломки микрозернистых известняков, достигающие 5 см. Породы эти чаще всего массивные, но иногда плитчатые. Для них характерен сверкающий излом, обусловленный содержанием большого количества крупных члеников криноидей, распадающихся на крупные монокристаллы кальцита.

Спикуловые известняки весьма характерны для описываемой толщи, хотя и занимают меньшее место по сравнению с вышеописанными. Они образуют тонкие прослои мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м. В обнажениях они выглядят как тонколистоватые глинистые известняки.

Только в шлифе видно, что они сложены кальцитизированными спикулами губок, сильно раздробленными, поэтому обычно с трудом различимыми.

Некоторая часть спикул губок сохранила свой первоначальный кремнистый состав. По этой причине содержание нерастворимого остатка в спикуловых известняках также значительное - до 35-45%. Можно видеть, что такие породы постепенно переходят в спонголиты и тесно связаны с ними.

Спонголиты образуют невыдержанные прослои (от миллиметров до нескольких сантиметров), но четко выделяются в обнажении своей черной окраской и стекловатым строением. Они сложены очень мелкими спикулами губок, цементированными тонкозернистым халцедоновым материалом. Интересно отметить, что в виде примеси здесь нередко присутствуют ромбики доломита, содержание которого в некоторых случаях достигает 10%. Встречаются и известковые спонголиты, где часть спикул является кальцитовой. Такие разности являются переходными к спикуловым известнякам. Спикуловые известняки и спонголиты часто переслаиваются с микро- и мелкодетритовыми известняками.

Кремнистые образования (седиментационно-диагенетические) представлены прослоями и желваками. Прослои, обычно невыдержанные, прерывистые, имеют мощность от самых малых до 5 см. Обычно в них всегда хорошо видна реликтовая структура известняков, по которым они образовались. Содержание известкового материала в этих кремнях достигает 50%. Кремнистые желваки имеют неправильную форму и размеры до нескольких сантиметров. Обычно цвет их темно-серый и черный. Они наиболее характерны для мелко- и крупнодетритовых известняков, где образуют скопления, составляющие половину всей массы пород.

Касаясь палеогеографического и палеотектонического положения кушковатской фации известняков, можно заметить, что одним из авторов (Елисеев, 1978) они считаются образованием предрифовой впадины. Если принять эту точку зрения, то к северу от рассмотренных известняков кушковатской фации следует предполагать развитие рифовых известняков визейского возраста.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беляков Л.Н., Черных В.А. Яснополянские отложения верховьев рек Печоры и Илыча. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб.6. Сыктывкар, Коми кн.изд-во, 1970, с. 94-104.
- Варсановьева В.А. О некоторых вопросах стратиграфии и литологии каменноугольных отложений западного склона Северного Урала. - В кн.: Материалы по геологии Коми АССР. Сыктывкар, 1962, с.11-26. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.2).
- Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. Л., "Наука", 1973. 94 с.
- Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л., "Наука", 1978. 192 с.

## БИОГЕРМНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕМВИНСКОГО ТИПА НА Р.СИЛОВЕ (ПАЙ-ХОЙ)

Г.Ф.Семенов

Среди каменноугольных отложений лемвинского типа на р.Силове во время геологической съемки А.С.Микляевым и др. (1973 г.) были отмечены характерные светло-серые слоистые известняки. Проведенное нами более детальное изучение показало, что они являются биогермными пластинчатыми строматолитоподобными образованиями. Структура их имеет много общего со структурой строматолитов (Крылов, 1975; Маслов, 1960). Нами изучены выходы этих пород в нескольких местах: ниже устья руч. Удачи на обоих берегах, в устье руч. Флюоритового, в 3 км ниже р.Мадагаяхи. Биогермные известняки здесь в верхневизейских отложениях представлены в виде толщи мощностью 10-20 м, а в среднекаменноугольных образуют пласты от 0,5 до 1 м.

Наиболее интересным является разрез в 1 км ниже устья руч. Удачи, где подстилающими породами биогермных известняков являются известняки детритовые и водорослево-детритовые, сильно перекристаллизованные, с желваками и линзовидными прослоями кремней. В кремнях встречаются редкие визейские фораминиферы *Mediocaris breviscula* (Gan.), определенные З.П.Михайловой. Выше (10 м по мощности) литологический характер пород остается тот же, но появляются отдельные прослои (до 0,5 м) горизонтально-слабоволнистых строматолитоподобных пород. Затем следует однородная толща биогермных известняков (10 м), которая непосредственно покрывается пластом мощностью около 1 м мелкозернистых доломитов с обильными жилками и выделениями кристаллического кварца, кальцита и флюорита.

Строение толщи биогермных известняков сравнительно однородное, ритмично-слоистое, но иногда внутри ее встречаются небольшие (30 см в диаметре) желваки, сложенные трубчатыми водорослями типа *Rachschactetes*. Имеются также линзы мощностью до 0,5 м детритовых мелкообломочных известняков. В последних цементом является доломит.

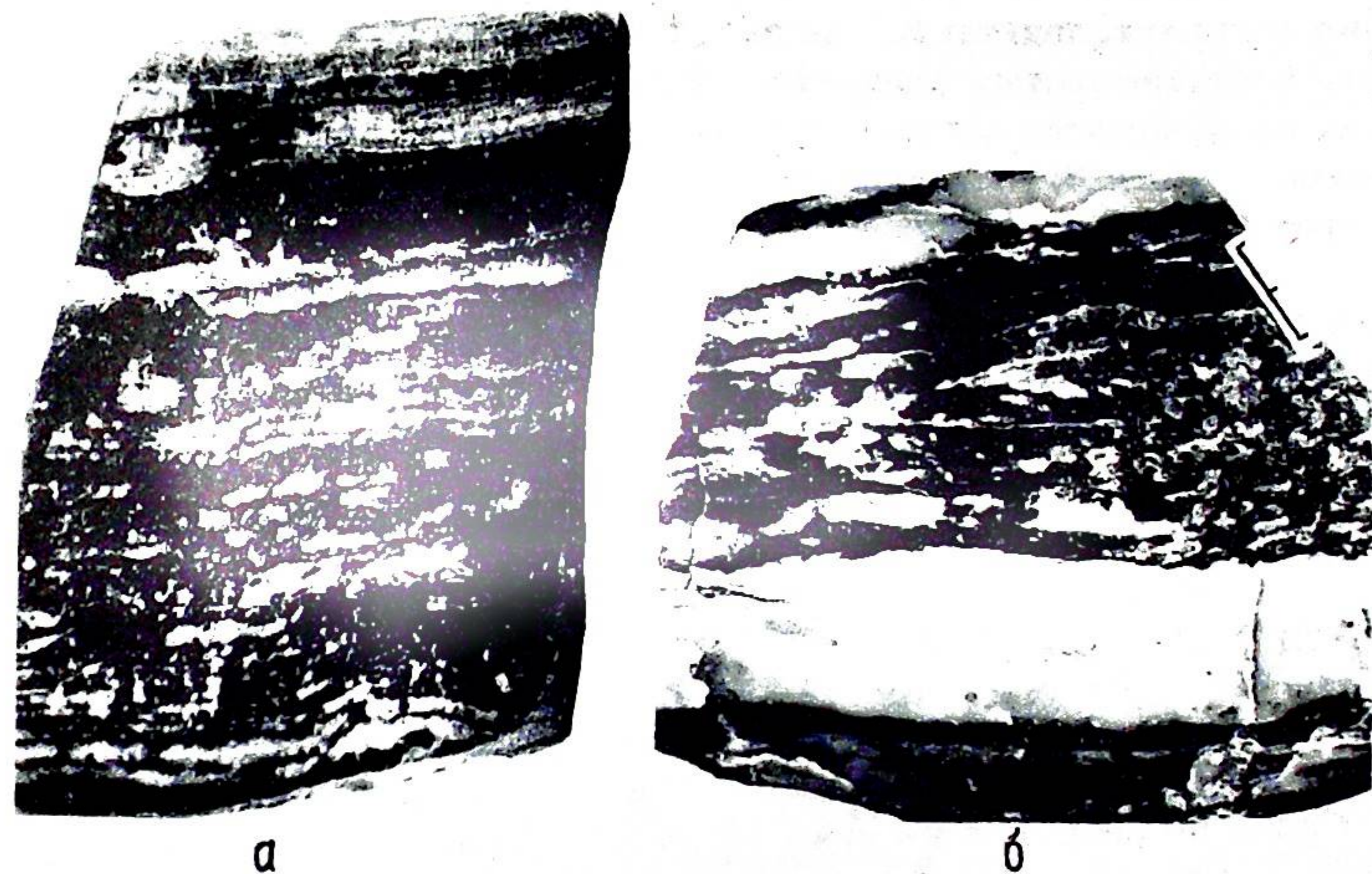


Рис. Строматолитоподобный известняк с горизонтально-слабоволнистой (а) и неравномерно-слоистой (б) текстурой.

Слоистость в биогермных известняках обусловлена переслаиванием темных и светлых полос известкового состава. Мощность их неравномерная и колеблется от миллиметров до нескольких сантиметров. Участками количество светлых и темных полос почти одинаковое, но преобладают светлые. Полосы образуют обычно горизонтально-слабоволнистую текстуру; участками наблюдается неравномерно-слоистая текстура (см. рисунок).

Под микроскопом видно, что породы сильно перекристаллизованы, что нарушило их первичную структуру. Перекристаллизация часто неравномерная, пятнистая. Наиболее распространенным видом являются известняки с горизонтально-волнистой слоистостью, обусловленной чередованием светлых и темных слоев. Светлые слои сложены тонко-мелкозернистым карбонатом, темные - микро-тонкозернистым. Однако в тех и других наблюдаются отдельные линзочки и пятна, сложенные более чистыми и крупными зернами кальцита. Иногда порода нацело перекристаллизована и состоит из однородного тонкозернистого или тонко-мелкозернистого материала, в котором видны лишь реликты слоистости. Переходы между слоями постепенные, но быстрые. Часто наблюдаются выделения светло-фиолетового флюорита неправильной формы и больше всего с округлыми очертаниями, размером от мельчайших до 1 мм. Имеются парастилолиты и стилолиты, выполненные глинисто-органическим материалом и являющиеся нередко границей между слоями. Иногда слоистая структура выз-

вана появлением слоев комковато-сгусткового строения среди мелкозернистого кальцита. Комки или сгустки округлые (до 0,03 мм), сложены мелкозернистым кальцитом. Наблюдается некоторая упорядоченность их по слоистости (образуют цепочки, линзочки). Комки (сгустки) заключены в светлый мелкозернистый кальцитовый цемент. Имеется редкий детрит криноидей и единичные неясные обрывки водорослей. Здесь также много выделений (0,03-0,1 мм) белого флюорита. Химические анализы проб биогермных известняков показали, что количество нерастворимого остатка не превышает 4%. Он представлен вторичным кварцем, рудным и глинистым материалом. Содержание доломита также незначительное (1-5%).

По р.Силове, в устье руч.Флюоритового, эта толща имеет мощность около 15 м. По стратиграфическому уровню она соответствует вышеописанной толще. Здесь также выходят известняки тонкополосчатые с горизонтально-волнистой слоистостью. Появляются и несколько отличные по текстурным особенностям грубополосчатые разности, где переслаивание светлых и темных полос равномерное; мощность полос достигает 3 см.

Далее ниже по реке, в 3 км ниже устья р.Мадагаяхи, снова выступают биогермные известняки, аналогичные вышеописанным. Здесь среди строматолитоподобных известняков имеются небольшие прослои кремнистых мелкозернистых доломитов, детритовых сильно перекристаллизованных известняков с желваками и прослоями кремней. Встречаются прослои (0,15-0,2 м) углисто-глинистых сланцев. В нижнем конце обнажения встречены биогермные слоистые строматолитоподобные известняки, достигающие мощности 0,3 м в светлых прослоях.

Сходные строматолитоподобные известняки, но среднекаменноугольного возраста встречены в 0,2 км ниже устья руч.Удачи. Здесь в толще черных углисто-глинистых сланцев имеются прослои детритово-криноидных (иногда грубодетритовых) и биогермных слоистых строматолитоподобных известняков. Описанные строматолитоподобные известняки довольно широко распространены и наблюдаются в подобных же отложениях на реках Каре и Хей-Яге.

Биогермные известняки визейской толщи имеют повышенное содержание стронция. По данным спектрального анализа (аналитик Т.И.Иванова) содержание его достигает 0,5-1%. Интересно, что в прослоях детритовых известняков среди биогермной толщи, как и в подстилающих детритовых известняках, содержание стронция в 10-20 раз меньше.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Крылов И.Н. Строматолиты рифей и фанерозоя СССР. М., "Наука", 1975. 243 с. (ГИН АН СССР. Труды, вып. 274).
2. Маслов В.П. Строматолиты. М., Изд-во АН СССР, 1960. 187 с. (ГИН АН СССР. Труды, вып. 41).

### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ БАРИТА И СЕРНОГО КОЛЧЕДАНА В СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЙ-ХОЯ

Я.Э.Юдович, А.Б.Юдина, Н.И.Тимонин, Л.П.Павлов

Среднедевонские отложения лемвинского типа представлены падейской свитой, имеющей очень сложное и изменчивое строение. Мощность ее в наиболее западных разрезах, по данным А.С.Микляева и др. (1973 г.), достигает 500-550 м.

Падейская свита подстилается очень характерными для всей Лемвинской зоны "петельчатыми" стилиолиновыми известняками  $D_1$  и перекрывается кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами верхнего девона. Облик свиты определяется наличием в ней значительного (в западных разрезах - преобладающего) количества терригенных пород - кварцевых песчаников и алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев.

В 1971 г. на руч.Марейшор, левом притоке Кары, в отложениях падейской свиты В.П.Давыдов нашел баритовые конкреции, впоследствии изученные Н.П.Юшкиным и В.М.Склядневой (Скляднева, 1974). В настоящей статье описаны новые баритопоявления на р.Каре, обнаруженные Я.Э.Юдовичем в 1977 г. значительно восточнее (в 6 км выше устья р.Брусьяхи).

Здесь породы падейской свиты образуют непрерывные обнажения по обоим берегам реки в крутой ее излучине на участке протяженностью более 3 км. Слои смяты в сложную систему узких изоклинальных складок, которые опрокинуты в северо-западном направлении и осложнены рядом более мелких складок, фестонов и мелких разрывных нарушений, маркированных мощным окварцеванием. Шарниры складок погружаются к северо-востоку под углом 15-20°. Характер складчатости проясняется при детальном описании. Только тогда удастся заметить ряд антиклинальных складок в верхнем и нижнем (по реке) концах обнаженного участка и узкую синклиналию складку в его средней части, благодаря повторению маркирующего пласта (5-6 м) обломочных криноидных известняков, а также характерного пиритиносного горизонта в глинистых сланцах несколько ниже подошвы этих известняков (рис.1).

Ниже по течению от порожистого участка реки наблюдается контакт

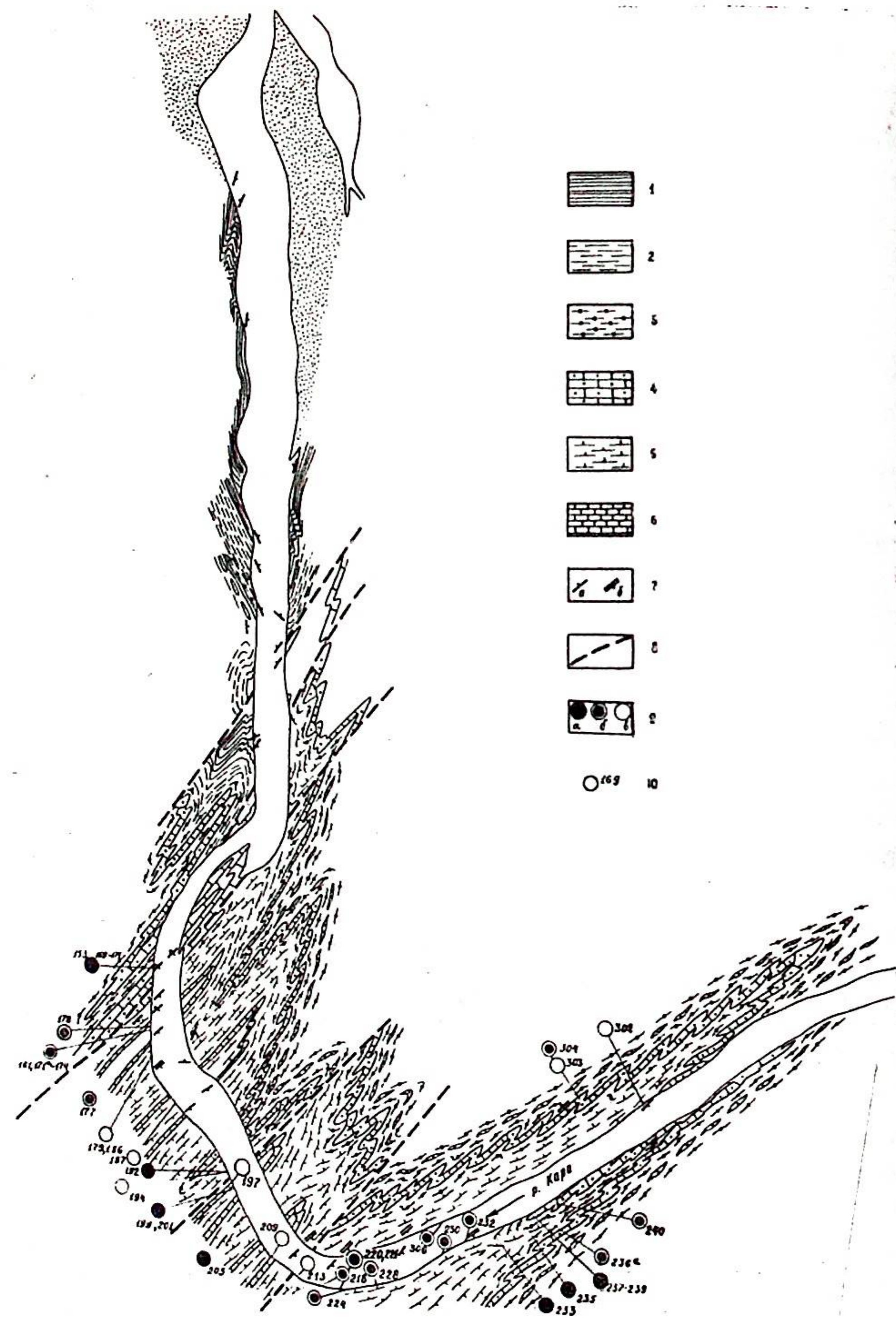


Рис.1. Геологическая схема участка развития падейской свиты на р.Каре, выше устья р.Брусъяхи.  
 1 - кремнистые "плитняки"  $D_{3pt}$ ; 2 - ленточнослоистые сланцы  $D_{3pt}$ ; 3 - кремнистые и углисто-кремнистые сланцы  $D_{2pd}$ ; 4 - обломочные известняки и известняковые конгломераты  $D_{2pd}$ ; 5 - глинистые сланцы; 6 - тонкоплитчатые известняки глинистые; 7 - элементы залегания: а - слоистость, б - кливаж; 8 - разрывные нарушения; 9 - типы конкреций: а - пиритовые, б - существенно баритовые, в - существенно карбонатные; 10 - номер пробы.

указанных отложений с ленточнослоистыми сланцами и фтанитами.

Очень сложная тектоника участка затрудняет выяснение нормального напластования, поэтому приводимый ниже разрез (снизу вверх) является в некоторой степени условным.

1. В основании разреза залегает характерная пачка фисташково-зеленых, обогащенных хлоритом глинистых сланцев, содержащих подчиненные прослой темных известняков, часто конкреционных (пелитоморфных, окремненных), и баритовые конкреции радиально-лучистого строения. Как сама эта пачка, так и баритовые конкреции похожи на те, что имеются на руч.Марейшор. Видимая мощность около 10 м.

2. Сильно смятая толща глинистых сланцев с отдельностью в виде крупных тонких пластин, тянущаяся по берегу реки не менее 0,5 км. Однако истинная мощность ее, по всей вероятности, не более 50-60 м. В низах сланцевой толщи довольно часто попадаются прослой черных известняков; выше по разрезу карбонатность пород заметно убывает. Именно в этой пачке обнаружены лепешковидные баритовые конкреции, не похожие на марейшорские. В верхней части этой пачки имеется горизонт (около 5 м), переполненный крупными пиритовыми конкрециями. В работе М.А.Маслова и др. (1970 г.) даже ставился вопрос о необходимости оценки этого горизонта как рудного (колчеданосного).

3. Толща пород (10-15 м), очень трудных для полевой диагностики: больше всего они напоминают сливные черные "алевролиты" с карбонатным цементом. В действительности это сильно окремненные карбонатные (может быть, существенно доломитовые) породы, находящиеся в частом переслаивании с глинисто-кремнистыми сланцами, нередко сильно углестыми, "графитизированными". В последних есть пиритовые конкреции.

4. Мощный пласт обломочного криноидного песчаного известняка (5-6 м), на большом протяжении по правому берегу Кары "бронирующий" верх берегового обрыва. В нижней части он разделен на небольшие пачки прослоями кремнистых сланцев.

5. Сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, углесто-кремнистые, с многочисленными прослоями карбонатных песчаников, с конкрециями и удлиненными конкреционными телами (по-видимому, будинированными частями слитных конкреционных пластов), отвечающими по составу кремнистому карбонату (с пиритом). Эти конкреции, как оказалось, несут весьма высокие концентрации Mn. (в отдельных пробах MnO до 29%). Видимая мощность этой пачки не превышает 20 м.

Приведенный обобщенный разрез по обоим берегам Кары представлен неодинаково полно. Так, самые нижние пачки 1 и 2, слагающие центральную часть антиклинальной структуры, удается наблюдать по обоим берегам, как и маркирующий пласт 4. В то же время пачка 3, хорошо пред-

Таблица 1

Химический состав существенно баритовых и баритосодержащих конкреций (%)

| Номер пробы | Материал   | Порода в целом  |       |      |                  |                                |      |       |                  |                               |       | Нормативные компоненты |      |       |       |      |       | Вс.   |
|-------------|--|-----------------|-------|------|------------------|--------------------------------|------|-------|------------------|-------------------------------|-------|------------------------|------|-------|-------|------|-------|-------|
|             |  | CO <sub>2</sub> | CaO   | MgO  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | FeO   | H <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | BaO   | SiO <sub>2</sub> СВВ.  | AP   | Red   | DoF   | CaE  | Std   |       |
| Ка 15-101   | Хлорит-кальцит-пирит-кварц-баритовая конкреция                                 | 8,93            | 10,78 | 0,03 | 17,90            | 0,24                           | 2,79 | 60,04 | 0,07             | 22,00                         | 17,90 | 0,15                   | 0,39 | 0,13  | 18,96 | 1,13 | 6,24  | 33,94 |
| Ка 15-302   | Витерит(?) - хлорит-кальцит-анкерит-пирит-кварцовая конкреция                  | 22,40           | 17,68 | 4,38 | 17,94            | 1,57                           | 9,02 | 39,08 | 0,04             | 1,12                          | 17,94 | 0,09                   | 2,54 | 29,20 | 20,59 | 7,39 | 17,90 | 1,45  |
| Ка 16-304   | Хлорит-кальцит-пирит-кварцовая конкреция                                       | 8,07            | 8,72  | 0,25 | 33,61            | 0,34                           | 5,43 | 64,10 | 0,08             | 0,35                          | 33,61 | 0,17                   | 0,55 | 1,14  | 14,78 | 2,16 | 12,27 | 0,53  |
| Ка 80-1350  | Кальцит-доломит-барит-хлорит-пирит-кварцовая конкреция                         | 2,40            | 2,18  | 0,47 | 73,36            | 0,09                           | 3,05 | 87,92 | 0,06             | 2,21                          | 73,36 | 0,13                   | 0,14 | 2,14  | 2,79  | 0,26 | 8,67  | 3,32  |
| Ка 80-1351  | Охра-пирит, хлорит-пиритовый и барит-хлоритовый слабополиминеральный известняк | 15,36           | 16,77 | 1,71 | 40,30            | 0,29                           | 3,42 | 57,82 | 0,08             | 1,31                          | 40,30 | 0,09                   | 0,47 | 7,81  | 25,38 | 0,79 | 8,79  | 1,97  |
| Ка 80-1352  | Кварц-баритовая радиально-лучистая конкреция                                   | 3,21            | 3,87  | 0,29 | 24,20            | 0,11                           | 0,89 | 87,12 | 0,05             | 37,97                         | 24,20 | 0,11                   | 0,18 | 1,33  | 6,07  | -    | 2,67  | 57,03 |
| Ка 80-1353  | Кальцит-хлорит-кварц-доломит-баритовая пластовая конкреция                     | 13,60           | 10,96 | 4,08 | 17,24            | 0,40                           | 5,33 | 60,84 | 0,07             | 25,50                         | 17,24 | 0,15                   | 0,05 | 18,65 | 9,30  | 0,95 | 14,22 | 38,30 |

Примечание. Обнажения в районе порогов выше устья р. Бурсыяхи: Ка15 - по левому, Ка16 - по правому берегу Кары, Ка80 - по руч. Мирейшору, баритовые отложения в основании падейской свиты.

ставленная на левом берегу, почти не обнажена на правом, и наоборот, марганценовую пачку 5 удалось изучить только по правому берегу. Как видно из этого краткого описания, баритовые и пиритовые конкреции достаточно четко тяготеют к трем горизонтам: а) к базальному горизонту зеленых сланцев с прослоями известняков, где встречаются конкреции с радиально-лучистым баритом; б) к горизонту глинистых сланцев (лепешковидные конкреции барита) в 15-20 м ниже по разрезу от подошвы маркирующего пласта криноидных известняков; в) к горизонту непосредственно ниже подошвы криноидных известняков, мощностью около 5 м, обогащенному пиритовыми конкрециями.

Пиритовые конкреции достигают длины 1 м, но мощность их, как правило, не превышает 5 см при ширине до 10-15 см. Как правило, верхняя и нижняя поверхности пиритовых тел очень неровные, бугристые (рис. 2). В общем, среди разнообразия пиритовых конкреций доминируют два основных типа.

1. Крупные лепешковидные тела протяженностью более 10 см, иногда принимающие облик сплошной пиритизации сланца, без специфической для конкреций формы. В разрезе они имеют характерную брекчиевидную текстуру, обусловленную многочисленными блоками пирита полигональной и округлой формы, размерами от долей миллиметра до 2 см, окруженными нерудными петлями и прожилками (рис. 3). Прожилки обычно сложены волнистым поздним халцедоном, с волокнами, ориентированными поперек удлинения прожилков. Эти прожилки можно трактовать как контракционные септарные трещины, залеченные аутигенными минералами. По-видимому, явления контракции начинались одновременно во многих точках, а полигональные блоки получались в результате пересечения контракционных трещин. В то же время субсферическая форма отдельных блоков может указывать на другой процесс (более ранний по времени) - продолжающееся центростремительное стягивание вещества к определенным центрам.

2. Более мелкие конкреции субсферической формы, однако всегда не сколько вытянутые вдоль наложения сланцев и приплюснутые. Среди них попадаются редькообразные формы с "хвостиками", ориентированными вдоль удлинения (рис. 4). В разрезе это типичные септарии, в которых септарные трещинки, шириной до 0,5 см, ориентированы субрадиально, причем выклинивание их наблюдается в обе стороны: как к периферии, так и к центру. Имеется также система контракционных трещин, ориентированная субконцентрически. Трещины также заполнены халцедоном. В таких конкрециях почти всегда наблюдается небольшое центральное более темное ядро, представленное мелкоглобулярным пиритом, и более мощная светлая мантия, сложенная сплошным пиритом микрокристаллической структуры.

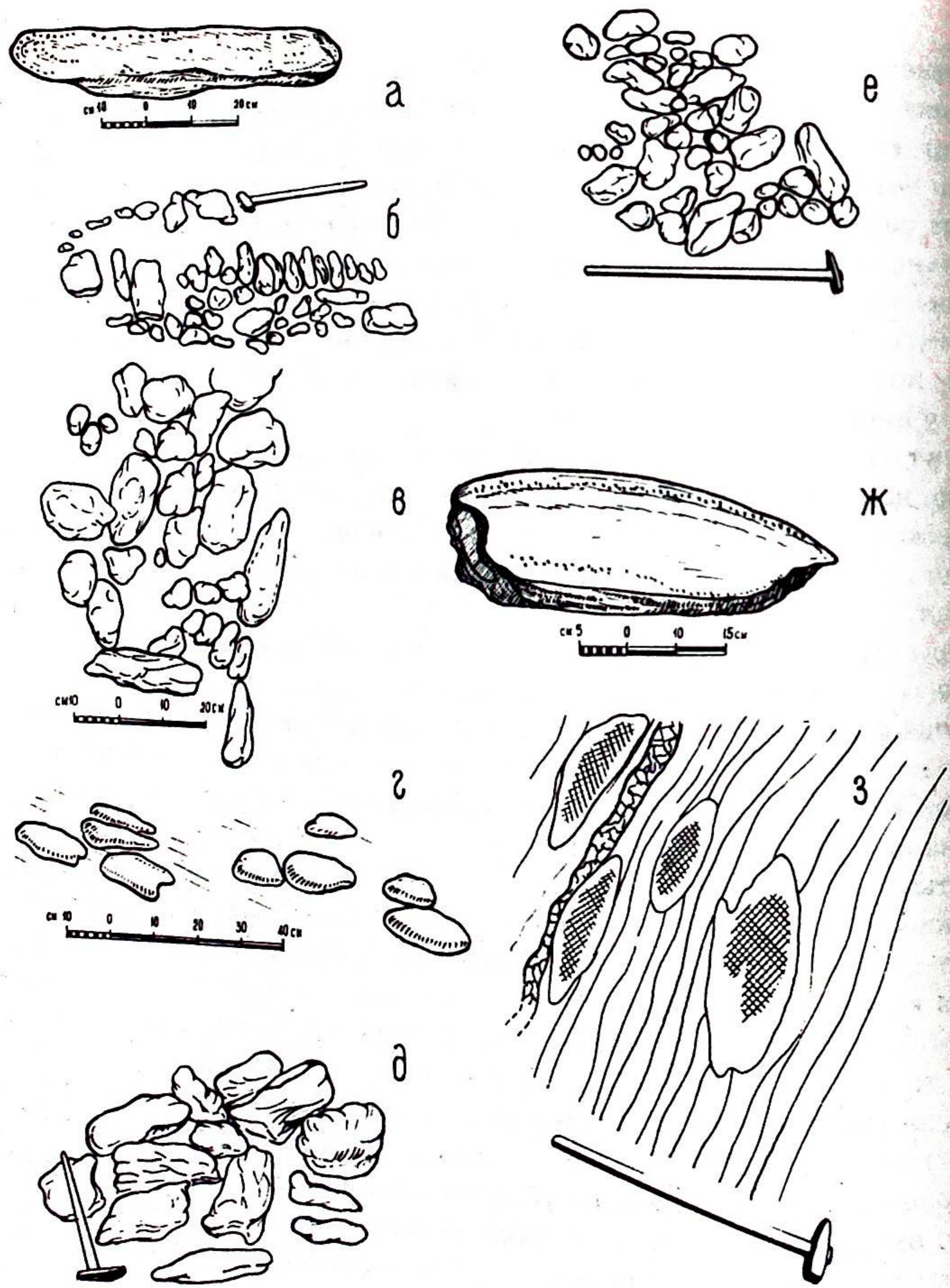


Рис.2. Форма конкреций.

а - кварц-пирит-карбонатная конкреция с кристаллами пирита на ее поверхности, обр.Ка15/185; б-е - пиритовые конкреции: б - в обн. Ка15 по левому берегу р.Кары, г - в коренном залегании, в глинисто-кремнистых сланцах (обр.Ка15), в, д, е - в обн. Ка16 по правому берегу р.Кары; ж, з - существенно баритовые конкреции в обн.Ка15; ж - обр.Ка15/161, з - конкреции в коренном залегании: баритовые ядра окружены ореолом окисленных продуктов, слева - поздний кварцевый прожилок, согласный со сланцеватостью.



Рис.3. Брекчиевидная текстура пиритовой конкреции.

Перечисленные особенности строения конкреций не оставляют сомнений в том, что их первоначальное вещество было гелеобразным. Кроме отмеченных, явно диагенетических текстур, иногда в конкрециях проявлены локальные явления перекристаллизации с образованием неправильных по форме участков крупнокристаллического позднего пирита. Однако эти явления для собственно пиритовых конкреций мало характерны, резким контрастом чему является совершенная форма крупных кристаллов пирита в существенно баритовых и барийсодержащих пирит-карбонатных конкрециях (см. ниже). За пределами данного горизонта также проявлены иные формы пиритовых выделений - или неправильные "гнезда" землистого микрозернистого пирита, или скопления кристаллов пирита в базальной массе белого кальцита и кварца. Интересной особенностью пиритовых конкреций является присутствие в них свинца - по данным полуколичественных спектральных анализов обычно на уровне около 0,05%. Носителем Pb является мелкий галенит, который иногда наблюдался и макроскопически. Баритовые конкреции в большинстве своем имеют лепешковидную



Рис.4. Контрационные трещины в пиритовой конкреции.

форму; длинной осью они ориентированы по простиранию сланцев. Стандартный размер тел, в см: 20-30 (длина) x 10-20 (ширина) x 1-3 (мощность). Гораздо реже наблюдаются конкреции более мощные. Попадаются и более мелкие, и более крупные конкреции, подобные изображенной на рис.2,ж. Даже неполная длина этой конкреции (один конец ее обломан) составляет 37 см (ширина - 20, максимальная мощность 10 см). В горизонтах с повышенным содержанием конкреций на каждые 10-12 пог.м. разреза приходится 5-6 баритовых тел, иногда еще больше (рис.2,з). Обычно конкреции встречаются не в одиночку, а группируются в протяженные прослои, в пределах которых отдельные конкреции сильно сближены и напоминают будины. Один такой прослой прослежен на 10-12 м по простиранию. Во всех баритовых конкрециях много пирита в виде прекрасно образованных кубических кристаллов размером по ребру до 2-3 см. Пирит всегда группируется на периферии конкреций, ближе к их поверхности. Перигенное окисление пирита приводит к сильному изменению вмещающих сланцев: вокруг каждой конкреции в коренном залегании наблюдается ореол буро-зеленого сланца, содержащего примесь сыпучих продуктов окис-

ления: гипса, серы, гидроокислов железа. На поперечных расколах конкреций видна грубая полосчатость: чередование серых, существенно баритовых прослоев со светлыми, существенно карбонатными мощностью до первых миллиметров.

Пирит-кварц-карбонатные конкреции по форме мало чем отличаются от баритовых, хотя среди них попадались жилообразные тела длиной до 1 м, мощностью до 0,2 м. Одна из крупных конкреций (рис.2,а) имеет размеры, в см: 60 (длина) x 15 (ширина) x 5 (мощность). Можно думать, что между существенно баритовыми (с примесью карбонатов) и существенно карбонатными (с примесью бария) конкрециями существуют все переходы, причем при движении по разрезу отчетливо видна зависимость состава конкреций от состава вмещающих пород. При нарастании карбонатности разреза (появление в сланцах прослоев известняков) содержание бария в конкрециях убывает, а карбонатов - нарастает; при нарастании глинистости наблюдается обратное. Что касается пирита, то кажется, что его содержание в конкрециях больше зависит не от карбонатности, а от кремнистости пород: наибольшее обилие пиритовых конкреций характерно как будто для наиболее кремнистых разновидностей глинистых сланцев.

Под микроскопом существенно баритовые конкреции обнаруживают текстуры радиально-лучистые, параллельно-шестоватые и реже беспорядочные, а структуры - порфиробластовые. Они содержат 40-80% барита, 10-35% карбоната, 2-15% пирита, 2-10% кварца, 1-4% включений глинистого сланца, иногда с серицитом - 0,4-1,0% (обр.Ка15/161, 218, 240). Основная площадь шлифа занята обычно крупными удлиненными кристаллами барита (длиной до 2 см, поперечником до 1,9 мм), собранными в параллельно-шестоватые агрегаты. Пространство между ними заполнено гранобластовой тканью, состоящей из более мелких зерен барита (обычно изометричных), карбоната, кварца и остаточных включений глинистого сланца. Границы крупных порфиробластических зерен барита обычно неровные, мелких - ровные. Карбонат встречается в виде неправильных зерен с извилистыми или ровными краями размером от 0,01 до 0,25, реже 0,5 мм. В обр.Ка15/218 видно, что карбонат корродирует зерна барита, что доказывается его более позднее выделение. Пирит образует идиоморфные кристаллы, размерами от 0,01 до 0,1 мм, неравномерно рассеянные как в основной ткани породы, так и отчасти в пределах порфиробластических выделений барита. Все же большая часть крупных кристаллов пирита и их скоплений тяготеет к основной ткани, а в барите включены только мелкие (0,01 мм). Нередко наблюдались скелетные кристаллы пирита, включающие барит и карбонат. Взаимоотношения крупных кристаллов пирита с баритом и карбонатом позволяют считать первые наиболее поздними обра-

зованиями. Кварц образует скопления неправильной удлиненной формы, в пределах которых границы отдельных зерен размерами 0,01–0,05 мм видны только в скрещенных николях. Таким образом, и кварц в конкрециях является одним из аутигенных минералов–конкрециеобразователей. Остаточный материал представлен неправильной формы участками глинистого сланца, по которому иногда развивается слюдястый минерал типа серицита в виде одиночных мелких (< 0,01 мм) чешуек и сноповидных агрегатов.

Среди пирит–кварц–карбонатных конкреций можно выделить две разновидности: слабо перекристаллизованные (обр.Ка16/302) и перекристаллизованные (Ка15/185). Первые отличаются преобладанием микрозернистого карбоната (70%), содержат халцедон и кварц (20%), пирит (5–10%), серицит (1%) и хлорит (1%). Зерна карбоната размером от 0,003 до 0,05 мм образуют пятнообразные скопления (псевдообломки), часто изометричной формы, между которыми размещен халцедон с небольшой примесью чешуек серицита. "Псевдообломки" карбоната обладают волнистым погасанием. Пирит в виде кристаллов кубооктаэдрического габитуса и зерен неправильной формы, размером 0,003–0,4 мм, образует линзовидные скопления, неравномерно распределенные между псевдообломками карбоната. Вокруг кристаллов пирита микрозернистый халцедон перекристаллизован в характерные кварцевые шестоватые агрегаты (тени давления), иногда с примесью параллельных им чешуек хлорита.

Перекристаллизованные конкреции обладают беспорядочной текстурой и разнозернистой структурой, содержат 57% карбоната, 23% пирита, 16% кварца и незначительные количества (1–2%) остаточного глинистого сланца (частично серицитизированного) и хлорита. Это кварцево–карбонатный агрегат с метакристаллами пирита. Карбонат в удлиненных зернах размером 0,1–0,5 мм; кварц образует неправильные и удлиненные зерна с извилистыми очертаниями (0,01–0,35 мм), различимые лишь при скрещенных николях. Реликтовые участки глинистого сланца имеют обычно вытянутую форму, размеры от 0,3 x 0,8 до 0,8 x 2 мм. Хлорит в пластинках 0,08–0,35 мм замещает серицитизированные сланцы и, кроме того, ассоциирует с кварцем; обладает чернильно–фиолетовой аномальной интерференционной окраской. Обильный пирит образует метакристаллы (0,08–0,5 мм) кубического и кубооктаэдрического габитуса; распределен по полю шлифа неравномерно. Некоторые кристаллы содержат включения зерен карбоната, хлорита и барита, есть и скелетные кристаллы и характерные тени давления с шестоватым кварцем.

Для обеих разновидностей конкреций можно допускать наиболее позднего формирования кристаллов пирита. Вполне возможно, что часть ранее выделенного барита была замещена впоследствии пиритом. Более явно

этот своеобразный процесс сульфидного метасоматоза проявлен в конкрециях с руч.Марейшор (обр.Ка80/1350).

В табл.1 показан химический состав существенно баритовых и пирит–кварц–карбонатных конкреций. В наиболее типичных лепешковидных конкрециях (обр.161) содержится около 34%  $BaSO_4$ ; это меньше, чем в радиально–лучистых марейшорских. Показательно, что и в пирит–кварц–карбонатных конкрециях имеется ощутимая примесь  $BaO$ , что подтверждает предположение о наличии переходов между существенно баритовыми и существенно карбонатными конкрециями. Последние отличаются также повышенными содержаниями  $MnO$ , что вполне естественно ( $Mn$  в форме карбоната). При пересчете анализов 1,89%–ной  $HCl$ –вытяжки на нормативные минералы  $CO_2$  всегда не хватает для полного насыщения окислов  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Mn$  и  $Fe$ . Поэтому количество нормативных карбонатов будет зависеть от принятого порядка пересчета. Если вести пересчет в последовательности:  $MnCO_3 \rightarrow MgCO_3 \rightarrow CaCO_3 \rightarrow FeCO_3$ , то остается часть  $FeO$ , а если выбрать порядок:  $MnCO_3 \rightarrow MgCO_3 \rightarrow FeCO_3 \rightarrow CaCO_3$ , то в остатке оказывается часть  $CaO$ . Эти остатки настолько велики, что ими ни в коем случае нельзя пренебречь (до 4,4%  $FeO$  в обр.302 и до 9,18%  $CaO$  в обр.1353). Остаток  $FeO$  можно было бы предполагать связанным с растворимым в  $HCl$  железистым хлоритом, однако в шлифах как будто не наблюдается такого содержания хлоритов (например, в обр.302 должно быть не менее 10–15% шамозитового минерала). Остаток  $CaO$  можно было бы объяснить присутствием гипса, который в шлифе трудно отличить от барита. Однако по данным дифрактометрического анализа (см.ниже) в табл.1 принят "шамозитовый вариант" пересчета, при котором остающееся количество  $FeO$  умножалось на 3. Выборочный анализ трех образцов конкреций показал, что в них действительно имеется растворимый в разбавленной  $HCl$  сульфат, хотя найденные количества его все же оказались недостаточными для полного насыщения избыточного  $CaO$  (табл.2).

Таблица 2

Содержания сульфата и нормативного гипса в конкрециях, %вес.

| Номер образца | $SO_4$ | Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ | Остаток $CaO$ |
|---------------|--------|---------------------------|---------------|
| Ка 15/161     | 0,53   | 0,95                      | 1,50          |
| Ка 16/304     | 0,80   | 1,43                      | 2,81          |
| Ка 80/1352    | 0,48   | 0,86                      | 0,19          |

Таким образом, можно предположить, что есть еще какой-то минерал, дающий в HCl-вытяжке избыточные количества CaO или FeO, MnO. Отчетливый запах H<sub>2</sub>S при обработке проб HCl подсказывает, что здесь может присутствовать какой-то растворимый в HCl сульфид. Однако при отсутствии сульфидов Zn, Cu, As исключается по данным спектрального анализа, а присутствие магнитного сульфида железа рентгеновским анализом магнитной фракции не подтвердилось (аналитик Т.Н.Попова), так что вопрос остается нерешенным.

Окончательный диагноз минералогического состава проводился нами по данным рентгеновского дифрактометрического анализа, выполненного Л.А.Хорошиловой на приборе "ДРОН-1,5". В обр.Ка15/161 были определены кварц (3,33; 4,23 Å и др.), пирит (2,70; 2,21 Å и др.), барит (3,43; 3,33 Å — мешает кварц; 3,09, 2,82, 2,72 Å — мешает пирит), кальцит (3,02 Å и др.), шамозит (7,02, 3,56 Å). Вполне возможна примесь целестина, с которым можно отождествить рефлексы 2,05, 1,973, 1,471 Å. В обр.Ка-80/1352 зафиксированы кварц (3,33 Å и др.), барит (3,43, 3,09, 2,10, 2,82, 2,72 Å), шамозит (7,05, 3,56 Å) и, по-видимому, слабомагнезиальный (или слабомарганцовистый) кальцит. Об этом свидетельствует уменьшение основного рефлекса от 3030:3,00 вместо обычного 3,03 Å. И здесь вероятно примесь целестина, так как имеются небольшие рефлексы 2,05, 1,977, 1,590, 1,471 Å.

В обр.Ка-80/1350 отмечены кварц, барит, кальцит (3,03 Å), очень небольшая примесь доломита (2,88 Å) и пирит (2,68, 2,42 Å и др.).

Образцы существенно пирит-кварц-карбонатных (барийсодержащих) конкреций Ка-16/304 и Ка-16/302 обладают наиболее сложным минеральным составом; так, в обр.Ка-16/302 уверенно определяют 7 (!) и предполагают еще 1-2 минерала: кварц (3,33 Å и др.), пирит (2,70, 2,42 Å и др.), анкерит (2,89 Å — мощный рефлекс; 2,20 Å — мешает пирит, 1,792, 2,02 Å — мешает витерит?), кальцит (3,03, 2,28 Å — мешает кварц, 2,08 Å и др.), шамозит (7,05-7,08, 3,52 Å), слюда (9,82 Å), плагиоклаз (3,19 Å). Кроме того, имеются рефлексы 3,71, 2,13, 2,02 Å (мешает анкерит), 1,941, 2,63 Å (мешает пирит), по-видимому, принадлежащие витериту.

Как видим, рентгеновский анализ показал во всех образцах присутствие значительных количеств шамозита, который, по-видимому, вместе с халцедоном входит в дисперсном виде в основную ткань конкреций, так что количества его при изучении шлифов занижаются; это оправдывает "шамозитовый вариант" пересчета, принятый в табл.1. Отмечаем также отсутствие на дифрактограммах доказанных рефлексов сидерита (2,78 Å). Присутствие

\* Не исключено присутствие небольших количеств алабандина MnS, легко растворимого в HCl.

небольших количеств гипса вполне вероятно. Так, в обр.1352 имеются рефлексы 4,31, 3,09 (мешает барит) 2,05, 2,72 Å, которые можно приписать гипсу.

Прямых аналогов описанных конкреций с их сложным минеральным составом нам в литературе не известно. Из современных ближе всего к описанным различные микроконкреции, описанные А. И. Блажчишиным (1977) в илах Балтийского моря, из которых особенно интересны сферические стяжения и микроконкреции барита с примесью полугидрата гипса. На приведенной им рентгенограмме наиболее интенсивны рефлексы 3,089, 3,43 и 2,718 Å, а также 2,111, 1,098 Å — те же, что и в наших конкрециях. Характерно, что в парагенезисе (но не в пределах одного тела) с ними отмечены микроконкреции пирит-марказитового состава, магнитных сульфидов железа, а также сложные карбонаты Mn, Fe, Mg, Ca, реже сидерит.

### Выводы

1. В глинистых сланцах падейской свиты D<sub>2</sub> на р.Каре выше устья р.Бруссяхи обнаружены существенно баритовые конкреции, что расширяет географию баритоносности падейской свиты. С учетом известного ранее баритопоявления на руч.Марейшор баритоносный горизонт глинистых сланцев протягивается на 65-70 км с ЗСЗ на ВЮВ.

2. Минералогический состав баритовых и барийсодержащих конкреций оказался очень сложным: барит, аутигенный кварц, пирит, карбонат (по-видимому, Mn-Mg-Fe-кальцит, доломит и реже обычный кальцит), железистый хлорит типа шамозита, гидрослюда (реликты вмещающего глинистого сланца в конкрециях), иногда низкотемпературный плагиоклаз. Весьма вероятно также примесь витерита и возможна примесь гипса (1-2%). Этот список скорее всего не полон, так как могут присутствовать ближе не определенные растворимые в HCl сульфиды.

3. Кроме баритовых, в кремнисто-глинистых сланцах описан также богатый горизонт пиритовых конкреций с акцессорной примесью галенита. Здесь он имеет мощность около 5 м, но в других разрезах, по данным М. А.Маслова и др. (1970 г.), достигает 20 м.

4. Дальнейшее изучение барито- и пиритоносности падейской свиты с оценкой возможного практического значения барита и колчедана представляется необходимым. Это важно и с научной стороны, так как генезис тех и других образований пока недостаточно ясен, хотя их сингенетичность самой толще не вызывает сомнений.

### ЛИТЕРАТУРА

Блажчишин А. И. Микроконкреции и зональность аутигенного минерала —

лообразования в современных донных осадках Балтийского моря.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М., "Наука", 1977, с.187-190.

Складнева В.М. Минералогия баритовых конкреций из эйфельских сланцев Пай-Хоя. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с.136-139. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

## ВАНАДИЙ И НИКЕЛЬ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА

Т.И.Иванова

В работе изложены некоторые результаты изучения геохимии каменноугольных карбонатных пород Печорского Приуралья (реки Унья, М.Печора, Подчерем, Илыч, Щугор). Образцы известняков и доломитов (около 1300) любезно представлены Я. Э. Юдовичем, Н. В.Калашниковым, А.И.Елисеевым и частично собраны автором в 1972 г. Анализу подвергались индивидуальные пробы из отложений Подчеремского и Илычского пересечений (500 проб) и сборные пробы, составленные с учетом литологической и стратиграфической характеристики пород, по всему региону (126 проб), а также нерастворимые остатки, выделенные из сборных проб (см. таблицу). Анализ пород выполнялся количественным спектральным методом с коэффициентом вариации 10-15% (Иванова, 1973). Нерастворимые остатки анализировались полуколичественным спектральным методом.

В изученных отложениях содержание ванадия в породах изменяется от 8 до 160 г/т. Среднее содержание для отложений различных стратиграфических интервалов разреза изменяется от 11 до 35 г/т. В целом для карбоната оно равно 19 г/т, что сопоставимо с кларком для карбонатных пород по К. Ведеполу (Wedepohl, 1970), равным 20 г/т, и выше результатов, полученных С.М.Катченковым (1959) для одновозрастных карбонатных пород Волго-Уральской области (2 г/т). Геохимический фон, оценкой которого является медиана, определенная для выборки индивидуальных проб из отложений Подчеремского и Илычского пересечений, составляет 6 г/т. Содержание ванадия, равное 25 г/т, является нижним пределом положительных аномалий, вычисленным для 2%-ного уровня значимости по формуле, предложенной Б.Я. Юфой и Ю.М.Гурвичем (Ткачев, Юдович, 1975, с. 92,93).

В разрезе и на площади содержание ванадия в породах закономерно изменяется. Повышенным содержанием характеризуются тульско-алексинские и среднекаменноугольные отложения. От западных разрезов к восточным содержание ванадия в породах убывает. Точно так же в разрезе и на площади распределяется терригенная примесь в породах. Следовательно, можно с уверенностью считать, что ванадий связан преимущественно с

Таблица

Распределение средних содержаний ванадия и никеля в породах (в г/т) по стратиграфическому разрезу и по площади

| Стратиграфический интервал разреза     | Ванадий |         |        |       | Никель         |         |         |         | Регион в целом |         |
|--|---------|---------|--------|-------|----------------|---------|---------|---------|----------------|---------|
|  | I       | II      | III    | IV    | Регион в целом | I       | II      | III     |                | IV      |
| C <sub>3</sub>                         | 27(14)  | 11(13)  | 9(9)   | 8(2)  | 12(28)         | 21(4)   | 3,6(6)  | 1,5(6)  | 4,5(2)         | 5,9(18) |
| C <sub>2</sub>                         | 60(17)  | 15(7)   | 16(10) | 9(1)  | 37(35)         | 30(15)  | 1,6(4)  | Не опр. | 2,0(2)         | 22(21)  |
| C <sub>1</sub> v <sub>3</sub> sp       | 25(4)   | 8(2)    | 9(8)   | 8(10) | 11(24)         | 12(2)   | 1,1(1)  | 2,6(6)  | 1,6(9)         | 3,0(18) |
| C <sub>1</sub> v <sub>3</sub> mkh, vn  | 12(6)   | 10(1)   | 13(4)  | 13(3) | 12(14)         | Не опр. | Не опр. | 1,8(3)  | 1,0(3)         | 1,4(6)  |
| C <sub>1</sub> v <sub>2,3</sub> tl, al | 21(4)   | 12(5)   | 29(3)  | 10(7) | 16(19)         | 8,4(4)  | 1,6(5)  | 3,6(2)  | 0,8(7)         | 3,0(18) |
| C <sub>1</sub> t                       | 16(2)   | Не опр. | 6(1)   | 11(3) | 14(6)          | 5,8(2)  | Не опр. | Не опр. | 0,8(4)         | 2,5(6)  |
| аменноугольные отложения в целом       |         |         |        |       | 19(126)        |         |         |         |                | 8,2(87) |

р и м е ч а н и е. I-IV — полосы обнажений, выделенные с запада на восток, от материковой суши в глубь бассейна (Иванова, 1977). В скобках число сборных проб, по которым рассчитывалось среднее. Не определенные не определялись.

терригенной примесью, а точнее с глинистой ее составляющей, о чем свидетельствует положительная корреляция ванадия с нерастворимым остатком, титаном и хромом в глинистых известняках и мергелях. Сравнение результатов анализов нерастворимых остатков и породы показывает, что доля, вносимая нерастворимым остатком в валовое содержание ванадия, часто бывает значительно ниже 100%, т.е. в породах присутствует какая-то растворимая форма ванадия.

Самые высокие содержания ванадия отмечены в отложениях среднего карбона в разрезе "Нижние ворота" на р. Щугоре. В этих отложениях преобладают глинистые известняки. Известно, что ванадий накапливается в осадке преимущественно в составе глинистых частиц. Кроме того, в разрезе отмечено повышенное содержание органического углерода, который, возможно, способствует дополнительному накоплению ванадия в осадках (Манская, Дроздова, 1964; Холодов, 1968). Ванадий в этом разрезе положительно коррелирует с органическим углеродом ( $r_{\text{Сорг}, V} = 0,31$  для  $n = 25$ ).

Содержание никеля в породах изменяется от 0,8 до 67 г/т. Среднее содержание для отложений различных стратиграфических интервалов разреза изменяется от 1,4 до 22 г/т. В целом для каменноугольных отложений оно равно 8,2 г/т, что несколько ниже кларка для карбонатных пород, равного 15 г/т (Wedepohl, 1970), и сопоставимо с данными С.М. Катченкова (1959) для карбонатных пород Волго-Уральской области (7 г/т) и данными А.Б. Ронова (1956) для карбонатных пород Русской платформы (6 г/т)\*. Геохимический фон никеля, определенный по выборке проб из отложений Подчеремского и Илычского пересечений, равен 1 г/т. Нижний предел положительных аномалий равен 5,8 г/т.

По разрезу и по площади распределение никеля в породах такое же, как и ванадия: максимум — в тульско-алексинских, средне- и верхнекаменноугольных отложениях; от западных разрезов к восточным содержание никеля в породах заметно убывает. Никель так же, как и ванадий, концентрируется преимущественно в глинистой составляющей породы, на что указывает положительная корреляция его с нерастворимым остатком, титаном, хромом и ванадием в глинистых известняках и мергелях. Сравнение анализа породы и нерастворимого остатка показывает, что доля, вносимая нерастворимым остатком в общее содержание никеля в породах, во всех разрезах, за исключением разреза "Нижние ворота" на р. Щугоре, составляет около 100%, т.е. подтверждается представление о преимущественной связи никеля с терригенной частью породы. В разрезе "Нижние ворота" доля, вносимая нерастворимым остатком, значительно ниже 100%, т.е. при-

\* Расчет сделан автором.

существует какая-то растворимая форма никеля, возможно карбонатная. Никель в этом разрезе так же, как и ванадий, положительно коррелирует с органическим углеродом ( $C_{орг. Ni} = 0,38$  для  $n = 25$ ) и содержится в значительно больших количествах по сравнению с другими разрезами.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что содержание ванадия и никеля в каменноугольных карбонатных отложениях западного склона Северного Урала находится на уровне мировых кларков. Оба элемента преимущественно связаны с глинистой составляющей породы. Другие формы (карбонатная, в составе органического вещества) присутствуют в подчиненном количестве и существенной роли в распределении элементов не играют.

### ЛИТЕРАТУРА

Иванова Т.И. Малые элементы в каменноугольных и нижнепермских известняках бассейна р.Подчерем. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с.28-34. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Иванова Т.И. Геохимия марганца в карбонатных отложениях карбона Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977, с. 141-148. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1959. 271 с.

Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М., "Наука", 1964. 314 с.

Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., 1956, с. 256-343. (Труды ГИН АН СССР, вып. 4).

Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы. Л., "Наука", 1975. 233 с.

Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., "Наука", 1968. 246 с.

Wederhöl K.H. Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem fazialen und petrogenetischen Aussagewert. — "Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt", 1970, H.4, S. 692-705.

## МЕДЬ В ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ВАЙГАЧА: ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ПОЗИЦИЯ В ЭНДОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В.И.Силаев

Металлогеническая специализация Вайгача определяется широким распространением здесь пластовых и жильных рудопроявлений меди, цинка и свинца, локализованных в ордовикско-силурийских карбонатных породах. Рудопроявления в основном группируются вдоль двух линейных тектонических зон, контролируемых разломами северо-западного простирания. Первая зона — Янгояхинская (ЯЗ), располагающаяся в северо-восточной части острова, прослежена в настоящее время от побережья пролива Карские Ворота до русла р. Янгояхи. Не исключено, что ЯЗ продолжается и далее на юго-восток до пролива Юшар. В пределах этой зоны находятся несколько пластовых медных и цинковых сульфидных рудопроявлений (горы Медная и Цинковая, рудопроявление Академическое). Вторая зона — Дыроватско-Раздельнинская (ДРЗ) — протягивается вдоль юго-западного побережья Вайгача от мыса Рогатый и бухты Дыроватой до мыса Раздельного. Вдоль этой зоны располагается цепь жильных и пластовых медно-свинцово-цинковых рудопроявлений, крупнейшими из которых являются Соболевское, Седовское, Утиное, Иньковское, Цинковый Нос, Талатасале, Пайгато, Красное и Раздельное.

Металлогенические исследования последних лет (Юшкин и др., 1975) показали, что в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль тектонических зон состав рудопроявлений закономерно изменяется: медные рудопроявления (гора Медная, Соболевское и др.) сменяются цинковыми (гора Цинковая, Цинковый Нос, Талатасале, Пайгато) и далее свинцово-цинковыми (Красное, Раздельное). Наблюдаются, таким образом, две ветви расходящейся неконтрастной зональности (Рундквист, Неженский, 1975), описываемые следующими рядами (рис.1):

Янгояхинская зона  $| Cu, Fe (Zn) \rightarrow Zn, Fe (Cu) \rightarrow Zn, Fe (Pb)$   
Дыроватско-Раздельнинская зона  $| Cu, Fe \rightarrow Cu, Zn, Fe \rightarrow Zn, Fe (Cu) \rightarrow Zn, Pb (Fe) \rightarrow Zn, Pb, Ba, F (Fe)$

Приуроченность рудопроявлений к общим зонам разломов, их локализация в узком стратиграфическом интервале пород, закономерное изменение ми-

нерального состава рудопроявлений в зонах, близость состава и свойств сквозных минералов (пирита, халькопирита, сфалерита) — все это позволяет рассматривать серии линейно сгруппированных в зоны (Янгояхинскую и Дыроватско-Раздельнинскую) рудопроявлений в качестве двух гидротермальных систем.

Предлагаемая статья является результатом исследования распределения меди, которое наиболее контрастно выявляет субширотную геохимическую зональность Вайгача. В основу работы положены данные 420 количественных спектральных анализов, выполненных Г.Е.Юшковой в Институте геологии Коми филиала АН СССР. Погрешность частного определения составила 10-12% для содержаний порядка  $10^{-4}$  -  $10^{-2}$  и 20-25% для содержаний 0,8-4,0%. Погрешность средних арифметических определяется соответственно в 1-3 и 2-6%.

**Вводные замечания.** Вся исследованная территория Вайгача подразделяется по содержанию меди в ордовикско-силурийских породах на несколько районов (рис.1).

1. Безрудная территория (БТ) — крайняя юго-восточная и восточная части острова, в пределах которых полиметаллические рудопроявления до настоящего времени не установлены.

2. Промежуточная область (ПО) — южная часть Дыроватско-Раздельнинской зоны, для которой характерны цинковые и свинцово-цинковые рудопроявления.

3. Дыроватское рудное поле (ДРП) — северное окончание Дыроватско-Раздельнинской зоны, представляющее собой район, прилегающий к бухте Дыроватой. Дыроватское рудное поле объединяет серию медных жильных рудопроявлений (Соболевское, Седовское и др.).

4. Янгояхинское рудное поле (ЯРП) — южное окончание Янгояхинской зоны, к которому приурочены одно медное (гора Медная) и несколько цинковых (гора Цинковая, Академическое) рудопроявлений.

Минералогия исследуемых рудопроявлений довольно сложна. Наиболее распространенным минералом меди является халькопирит, встреченный во всех рудопроявлениях Вайгача. Несколько менее распространен теннантит. В дополнение к этим минералам в рудопроявлениях Янгояхинского рудного поля наблюдаются борнит, идаит, реньерит, германит, люопонит (Силаев и др., 1978). В безрудных породах отмечается акцессорный халькопирит (5-10 г/т).

Анализ наблюдаемых распределений меди в породах и рудах выделенных районов показал, что они с трудом поддаются простой аппроксимации, являясь композиционными. Наиболее точна аппроксимация полученных распределений логнормальной функцией. Поэтому все последующие статистические операции производились над логарифмами содержаний. Статистические

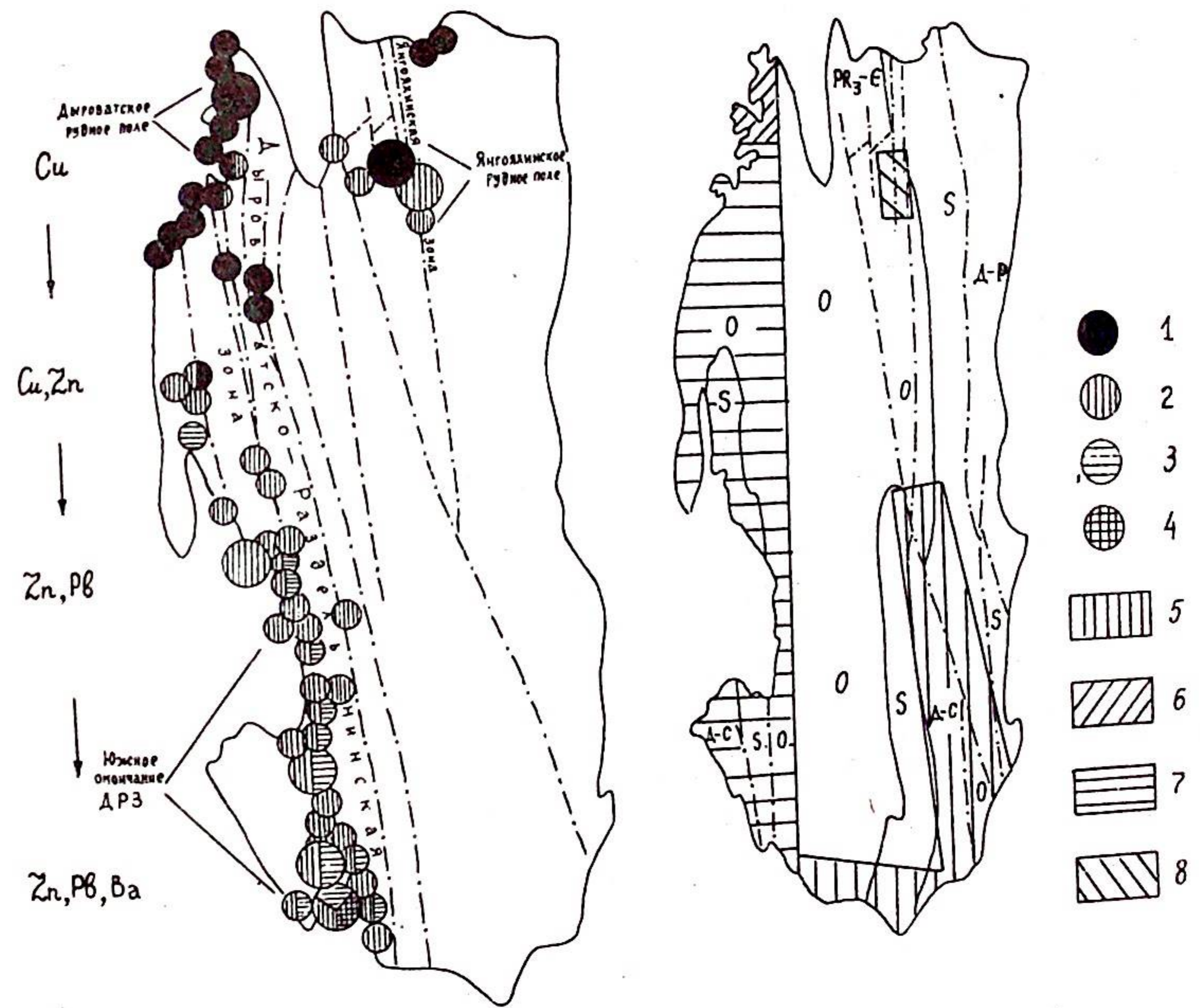


Рис.1. Схема минералогической зональности и районирования Вайгача.  
 1 — халькопирит (халькопирит+борнит), 2 — сфалерит, 3 — галенит, 4 — барит,  
 5 — безрудная территория, 6 — промежуточная область, 7 — Дыроватское рудное поле, 8 — Янгояхинское рудное поле.

кие операции включали: а) расчет, испытание тестами и сопоставление средних; б) анализ распределений; в) оценку вариации содержания (табл.1, рис.2).

Предварительный обзор данных показывает, что мы имеем дело с тремя видами рассеяния и концентрации меди: типовые содержания в породах вдали от рудных тел (геохимический фон), распределение меди между рудопроявлениями в рамках определенных рудных полей (гидротермальных систем) и распределение меди в пределах отдельных рудных тел Соболевско-ме этого, в породах, непосредственно вмещающих рудные тела Соболевско-го рудопроявления и горы Медной (первые метры вквост простирания и до 5-15 м по простиранию), зафиксированы первичные ореолы меди. За "ореольные" содержания меди принято содержание более  $1 \cdot 10^{-3}$ % для горы

Таблица 1  
 Параметры распределения меди в породах и рудах  
 Вайгача

| Объекты исследования                                   | n  | $\bar{x}$           | $\bar{y}$          | $\lg \bar{x}$ | $S_{\lg x}$ |
|--|----|---------------------|--------------------|---------------|-------------|
| <b>Геохимический фон</b>                               |    |                     |                    |               |             |
| Безрудная территория (БТ)                              | 17 | $1 \cdot 10^{-4}$   | $1 \cdot 10^{-4}$  | -4,001        | 0,17        |
| Переходная область (ПО)                                | 95 | $3 \cdot 10^{-4}$   | $2 \cdot 10^{-4}$  | -3,656        | 0,37        |
| Дыроватское рудное поле (ДРП)                          | 30 | $23 \cdot 10^{-4}$  | $14 \cdot 10^{-4}$ | -2,844        | 0,042       |
| Янгояхинское рудное поле (ЯРП)                         | 54 | $7 \cdot 10^{-4}$   | $4 \cdot 10^{-4}$  | -3,370        | 0,40        |
| <b>Дыроватское рудное поле</b>                         |    |                     |                    |               |             |
| <b>Рудопроявления</b>                                  |    |                     |                    |               |             |
| <b>Соболевское</b>                                     |    |                     |                    |               |             |
| Первичный ореол  | 19 | $110 \cdot 10^{-4}$ | $83 \cdot 10^{-4}$ | -2,080        | 0,47        |
| Рудное тело  | 42 | 1,760               | 1,120              | 0,048         | 0,60        |
| Седовское  | 17 | 1,640               | 0,845              | -0,073        | 0,78        |
| Утиное   | 19 | 1,060               | 0,610              | -0,216        | 0,92        |
| Иньковское   | 19 | 0,230               | 0,059              | -1,229        | 1,05        |
| <b>Янгояхинское рудное поле</b>                        |    |                     |                    |               |             |
| <b>Гора Медная</b>                                     |    |                     |                    |               |             |
| Первичный ореол  | 18 | $21 \cdot 10^{-4}$  | $13 \cdot 10^{-4}$ | -2,865        | 0,40        |
| Рудное тело  | 17 | 0,88                | 0,420              | -0,373        | 0,96        |
| Гора Цинковая  | 16 | 0,046               | 0,034              | -1,472        | 0,36        |
| Академическое рудопроявление                           | 14 | 0,009               | 0,008              | -2,087        | 0,19        |
| Свинцово-цинковые рудопроявления промежуточной области | 43 | $11 \cdot 10^{-4}$  | $6 \cdot 10^{-4}$  | -3,195        | 0,95        |

Примечание. n - число анализов;  $\bar{x}$  - среднее арифметическое, %;  $\bar{y}$  - среднее геометрическое;  $\lg \bar{x}$  - среднее арифметическое логарифмов содержания;  $S_{\lg x}$  - стандартное отклонение логарифмов.

Медной и более  $5 \cdot 10^{-3}$ % для Соболевского рудопроявления.

**Геохимический фон.**  
 Содержание меди в ордовикско-силурийских породах Вайгача колеблется в весьма широких пределах:  $(0,5 - 90) \cdot 10^{-4}$ %. Наибольшим содержанием меди характеризуются известняки и доломиты Северного Вайгача (Дыроватское и Янгояхинское рудные поля), в которых локализованы медные рудопроявления. В направлении с северо-запада на юго-восток на протяжении 5-10 км вдоль разломных зон содержание меди резко снижается и в дальнейшем становится более или менее стабильным. Особенно наглядно это иллюстрируется на примере Дыроватско-Раздельнинской зоны.

В районе губы Дыроватой содержание меди в ордовикских известковых и терригенно-известковых породах достигает в среднем  $14 \cdot 10^{-4}$ %. Уже к п-ву Лэмбар-Пага содержание меди сокращается

\* Здесь и далее среднее геометрическое.

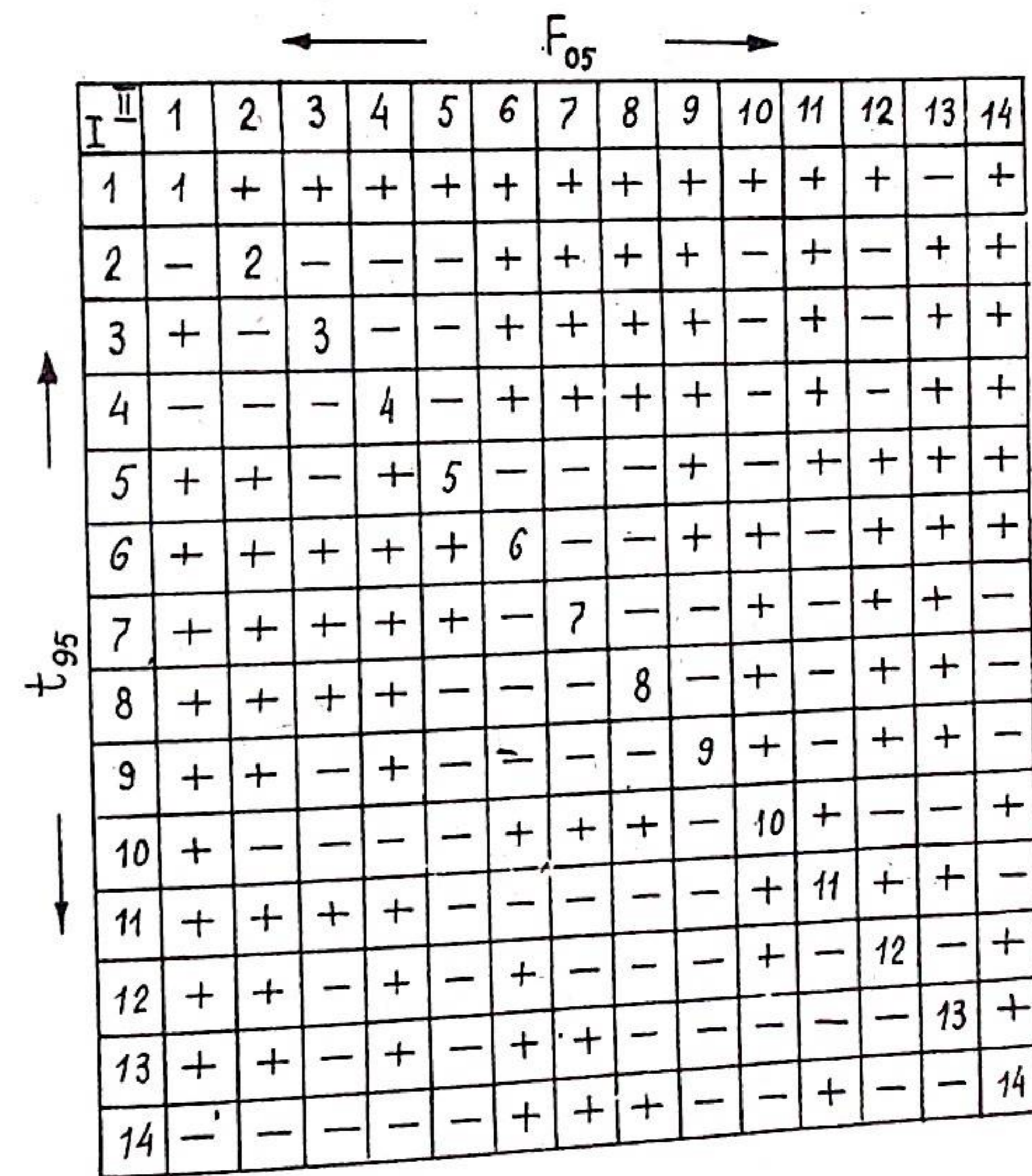


Рис. 2. Результаты испытания значимости различия средних логарифмов содержания меди  $t_{95}$  - критерием и масштабов вариации  $\lg x$ ; критерием Фишера. + значимо; - незначимо; 1 - безрудная территория; 2 - промежуточная область; 3 - Дыроватское рудное поле; 4 - Янгояхинское рудное поле; 5, 6 - Соболевское рудопроявление; 7 - 5 - ореол, 6 - рудное поле; 7-9 - рудопроявления; 7 - Седовское, 8 - Утиное, 9 - Иньковское; 10, 11 - Медная; 10 - ореол, 11 - рудное тело; 12 - г. Цинковая, 13 - Академическое рудопроявление; 14 - промежуточная область - свинцово-цинковые рудопроявления.

среднем до  $4 \cdot 10^{-4}$ , а в губе Осминина — до  $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ . Далее на юго-восток, в пределах промежуточной области, содержание меди в породах стабилизируется, достигая в среднем  $2 \cdot 10^{-4}\%$ .

Наименее медьсодержащими являются, как и следовало ожидать, породы безрудной территории.

Кларк меди в карбонатных породах по К. Турекиану и К. Ведеполу (1961) составляет  $4 \cdot 10^{-4}\%$ . Отсюда, учитывая, что ошибка кларка составляет не менее 50–100% отн. (Ткачев, Юдович, 1975), можно сделать следующий вывод: содержание меди в породах безрудной территории и промежуточной области соответствует кларковому, а территории Янгояхинского и Дыроватского рудных полей отличаются явно повышенной фоновой меденосностью.

Следовательно, сопоставление средних содержаний меди в породах различных районов позволяет составить ряд нарастания геохимического фона: БТ < ПО < ЯРП < ДРП, в котором происходит постепенный переход от содержаний кларковых к аномально повышенным. Оценка достоверности разницы средних осуществлена по  $t_{95}$ -критерию, которым испытывались средние логарифмы содержаний (рис. 2). Результаты показали, что достоверным является лишь повышение содержания меди в геохимическом фоне Дыроватского рудного поля.

Обзор распределений содержания меди в породах всех территорий приводит к выводу, что во всех четырех случаях мы имеем дело с композициями. Это определило и асимметрию логарифмических графиков, появление в некоторых случаях дополнительной моды. Оценка расхождений между простыми распределениями в композициях по критерию Колмогорова-Смирнова показала их значимость только в отношении Янгояхинского и Дыроватского рудных полей. На Янгояхинском рудном поле относительно повышенным содержанием меди характеризуются доломитовые породы (доломиты, известковые доломиты), а на Дыроватском рудном поле — терригенно-известковые.

Показателем вариации содержания меди в исследуемых породах служит стандартное отклонение логарифмов содержаний (табл. 1). Наименьшим стандартом обладает распределение меди в породах безрудной территории. Распределение меди в породах промежуточной области, Янгояхинского и Дыроватского рудных полей характеризуется значительно большими стандартами. Оценка различий вариации  $\lg x_i$  с помощью  $F_{05}$ -критерия показала, что по этому признаку различаются породы безрудной территории и породы промежуточной области и рудных полей. Причем в последних размах вариации возрастает в 2–2,5 раза.

Таким образом, геохимические фоны безрудной территории и промежуточной области, с одной стороны, и полей медных рудопроявлений — с другой, заметно различаются содержанием, распределением и масштабами вариации

содержания меди. Наиболее аномальным является геохимический фон Дыроватского рудного поля, достоверно отличающийся повышенным средним содержанием меди, наибольшей вариацией и определенно различающимися распределениями в породах разного состава (известковых и терригенно-известковых). Геохимический фон безрудной территории характеризуется наименьшим средним содержанием меди, слабой его изменчивостью и однотипным распределением в породах разного состава (известковых и доломитовых). Геохимический фон Янгояхинского рудного поля и особенно промежуточной области обладает рядом "гибридных" свойств. По среднему содержанию меди, хотя и несколько повышенному, породы этих районов аналогичны (по 95%-ному критерию) породам безрудной территории. Однако масштабы вариации содержания меди сближают Янгояхинское рудное поле и промежуточную область с Дыроватским рудным полем.

Рудные поля. Рудопроявления изученных территорий группируются в две линейные зоны. На северо-востоке острова, в районе оз. Хэхэто, расположена группа пластовых рудопроявлений меди и цинка, образующих Янгояхинское рудное поле. В районе бухт Дыроватой и Инькова находятся четыре жильных медных рудопроявления, обособляющиеся в пределах Дыроватско-Раздельнинской зоны в Дыроватское рудное поле. Вся остальная к югу часть Дыроватско-Раздельнинской зоны насыщена мелкими цинковыми и свинцово-цинковыми рудопроявлениями, однотипность строения и минералогии которых позволяет и здесь предполагать неслучайную совокупность. Наибольшее значение при этом имеет южное окончание этой группы рудопроявлений, протягивающееся от мыса Талатасале до мыса Раздельный. Таким образом, в пределах двух зон — Янгояхинской и Дыроватско-Раздельнинской — нами выделяются для сравнительного анализа три рудных поля.

Янгояхинское рудное поле приурочено к блоку моноклинально залегающих известково-доломитовых пород, срезанному с запада зоной разлома северо-западного простирания. Моноклираль усложнена изгибами простирания, которые можно рассматривать как поперечные складки, и оперяющимися разлом мелкими нарушениями северо-восточного простирания.

В состав рудного поля входят одно медное (гора Медная) и два цинковых рудопроявления, приуроченные к зонам брекчирования единого доломитового пласта. Зоны брекчирования располагаются на крыльях поперечных складок и имеют форму линз, приблизительно согласных с простиранием пласта. Следует отметить, что вокруг рудного тела горы Медной развит не-большой первичный ореол меди.

Среднее содержание меди в рудных телах рудопроявлений закономерно снижается в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль разломной зоны от 0,420 в горе Медной до 0,008% в рудопроявлении Академическом. Однако весьма широкие вариации содержания меди в рудных телах

приводят к тому, что различия средних содержаний оказываются незначительными уже по 95%-ному порогу (рис.2). Оценка вариации по  $S_{19\alpha}$  показала, что она резко снижается в направлении от горы Медной к рудопроявлению Академическому, т.е. в соответствии со снижением среднего содержания. Уже из простого сопоставления стандартов вытекает, что по масштабам вариации резко различаются, с одной стороны, гора Медная, а с другой — гора Цинковая и Академическое рудопроявление. Проверка достоверности различий подтверждает этот вывод.

Среднее содержание меди в ореоле горы Медной составляет  $13 \cdot 10^{-4}$ , что в три раза выше, чем соответствующие геохимический фон и кларк. Сопоставление среднего ореольного содержания с содержаниями меди в рудных телах Янгояхинского рудного поля указывает на значимость их различий только в отношении гор Медной и Цинковой.

Таким образом, распределение меди в Янгояхинском рудном поле характеризуется определенными закономерностями. Прежде всего устанавливается, что обогащение медью рудопроявлений резко сокращается с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении снижается и размах колебаний содержания. Из всех рудопроявлений концентратором меди является только гора Медная, в которой характер распределения и размах колебания содержания меди резко отличны от соответствующих параметров рудопроявлений горы Цинковой и Академического. Учитывая данные по распределению меди в геохимическом ореоле горы Медной, можно высказать предположение, что гора Цинковая и рудопроявление Академическое представляют собой в масштабах рудного поля соответственно как бы внутреннюю и внешнюю зоны первичного ореола.

Дыроватское рудное поле приурочено к периклинальному замыканию крупной Лэмбарпагинской брахиантиклинали, усложненному мелкой складчатостью и разбитому серией разрывных нарушений северо-западного простирания. Последние представляют собой северо-западное окончание единой зоны Вайгачского глубинного разлома. В состав рудного поля, сложенного известковыми и терригенно-известковыми породами среднего ордовика, входят четыре жильных рудопроявления, три из которых (Соболевское, Седовское, Утиное) расположены на побережье губы Дыроватой, а четвертое (Иньковское) находится на побережье губы Инькова. Первые три рудопроявления приурочены к осевым зонам синклинали, осложненной Лэмбарпагинскую периклинали, а Иньковское локализовано в моноклиналию падающих породах юго-западного крыла антиклинали. Рудные тела представлены карбонат-альбит-кварцевыми жилами с медным сульфидным оруденением. Вокруг наиболее богатой Соболевской жилы зафиксирован первичный ореол.

Среднее содержание меди в рудопроявлениях широко варьирует от 1,12%

в Соболевском до 0,059% в Иньковском, закономерно снижаясь в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль зоны разлома. Однако проверка достоверности различия средних дала отрицательный результат, что обусловлено широкими взаимно перекрывающимися пределами вариации содержания. Вариация содержания меди в рудопроявлениях Дыроватского рудного поля повышается в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль разломной зоны, т.е. параллельно уменьшению среднего содержания. Следовательно, здесь мы наблюдаем закономерность, обратную той, что отмечалась для Янгояхинского рудного поля. Оценка достоверности различия вариации содержания меди в исследуемых рудопроявлениях показывает, что наиболее контрастными в этом отношении являются Соболевское и Иньковское рудопроявления. Седовское и Утиное рудопроявления занимают промежуточное положение.

Рассмотрим первичный ореол меди вокруг Соболевской жилы. Среднее содержание меди в нем достигает  $83 \cdot 10^{-4}$ , что в шесть раз выше, чем соответствующий геохимический фон, и в 20 раз превышает кларк. Оценка значимости различий средних содержаний меди в ореоле и рудных телах Дыроватского рудного поля дала положительный результат только в отношении Соболевского и Седовского рудопроявлений. По вариации содержания первичный ореол Соболевского рудопроявления сопоставим с собственно рудными телами.

Таким образом, распределение меди в Дыроватском рудном поле в значительной степени напоминает ее распределение в Янгояхинском. Здесь, так же как и в районе оз.Хэхэто, наблюдается обеднение рудопроявлений в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль зоны разлома. Концентраторами меди в Дыроватском рудном поле выступают три рудопроявления: Соболевское, Седовское и Утиное. Более высокое в среднем содержание меди в жильных рудопроявлениях и меньшие размеры рудного поля в юго-восточном направлении определяют большие размеры рудного поля в горизонтальной плоскости. Обращает на себя внимание и обратная пропорциональная связь размаха вариации со средним содержанием. Учитывая все полученные данные, внутреннюю горизонтальную зональность рудного поля можно представить следующим образом: Соболевское и Седовское рудопроявления — внутренняя часть, Утиное — внешняя часть рудного поля, Иньковское — внутренняя часть первичного ореола.

Юго-восточное окончание Дыроватско-Раздельнинской зоны представляет собой большую часть промежуточной области, охарактеризованной в разделе "Геохимический фон". Здесь сосредоточены основные цинковые и свинцово-цинковые, большей частью пластовые рудопроявления: Талатасале, Пайгато, Красное, Гребень, Раздельное. Рудное поле состоит из серии блоков, расчлененных сместителями четырех разломов северо-западного простирания. Крылья разломов являются зонами смятия, одна из

которых на юго-востоке получила наименование Варнекской синклинали. Рудопроявления, приуроченные к доломитам, образуют несколько систем, в пределах которых состав оруденения в направлении с северо-запада на юго-восток изменяется от сфалеритового до галенит-сфалеритового и даже галенит-сфалерит-баритового: например, Талатасале — Красное, Пайгато-Раздельное.

Содержание меди в рудах свинцово-цинковых рудопроявлений колеблется в интервале  $0,8-40 \cdot 10^{-4}\%$ , снижаясь в направлении с северо-запада на юго-восток. Оценка различий средних дала отрицательный результат, поэтому дальнейшие операции проводились со средними величинами для всей группы рудопроявлений. Среднее групповое содержание меди в свинцово-цинковых рудах составляет  $6 \cdot 10^{-4}\%$ , что отвечает кларку, но несколько выше соответствующего геохимического фона. Сопоставление средних показывает, что по 95%-ному порогу вероятности содержание меди в свинцово-цинковых рудопроявлениях отличимо от ее содержания в рудопроявлениях концентраторах меди: Соболевском, Седовском, Утином, горы Медной. Геохимический фон всех территорий, рудные тела горы Цинковой, Академического и Иньковского рудопроявлений, а также первичные ореолы Соболевского рудопроявления и горы Медной и свинцово-цинковые рудопроявления в отношении меденосности не различимы.

Вариации содержания меди в свинцово-цинковых рудопроявлениях весьма значительны. Сравнение вариаций содержания меди приводит к выводу, что свинцово-цинковые руды в этом отношении характеризуются рядом промежуточных свойств. Они отличаются (рис.2) по этому признаку от геохимического фона, рудопроявлений Соболевского, горы Цинковой, Академического, первичных ореолов горы Медной и Соболевского рудопроявлений, но отличимы от рудных тел горы Медной, Седовского, Утиног и Иньковского рудопроявлений.

Таким образом, проведенный анализ распределения меди в свинцово-цинковых рудопроявлениях показывает, что оно обладает рядом гибридных свойств, сближающих эти рудопроявления, с одной стороны, с геохимическим фоном рудных территорий, а с другой — с бедными медными рудопроявлениями и первичными ореолами вокруг относительно богатых рудных тел. Все это позволяет сделать вывод о том, что Южно-Вайгачские рудопроявления в масштабе Дыроватско-Раздельнинской зоны представляют собой внешнюю часть первичного ореола.

**Рудные тела.** Для анализа распределения меди в отдельных рудных телах мы выбрали по одному типовому рудопроявлению из рассмотренных рудных полей: гору Медную, Соболевское и Раздельное.

Рудное тело горы Медной локализовано в верхней части доломитового пласта и имеет форму короткой (45-50 м) по простиранию тупой линзы с небольшим пережимом в центре. Простирание залежи составляет с прос-

тированием вмещающих пород угол  $10-12^\circ$ . Мощность линзы колеблется от 5-6 м в раздувах до 1-2,5 м на участках выклинивания и пережима. По падению залежь, прослеженная на глубину 1,5-2 м, тоже примерно согласна с падением пласта. Рудное тело сложено жильчатыми и брекчиевидными доломитами с прожилково-вкрапленным пирит-халькопирит-борнитовым оруденением.

Распределение меди в залежи подчиняется асимметричной зональности концентрически-осевого типа. Осевая зона сложена брекчиевидными доломитами с богатым оруденением (содержание меди более 0,8%). Вниз и вверх эта зона сменяется последовательно зонами бедных (0,03-0,8%) и убогих (0,005-0,03%) руд, сложенными прожилковыми доломитами. Очертания зон повторяют очертания рудного тела в целом. Асимметрия зональности выражается в том, что последняя несколько сдвинута в сторону висячего бока залежи и надосевая часть зоны бедных руд распространяется до верхней границы рудного тела. Примерная оценка долей зон в объеме залежи приводит к следующему результату: осевая зона — 41%, зона бедных руд — 34%, зона убогих руд — 25%. Помимо описанной поперечной зональности рудное тело горы Медной характеризуется и определенным снижением содержания меди в направлении с северо-запада на юго-восток: северо-западный фланг — 1,2%, центр — 1,1%, юго-восточный фланг — 0,85% (среднее арифметическое осевой зоны).

В заключение оценим степень рассеяния меди во вмещающих породах при формировании рудопроявления г.Медной. В качестве ее показателя принята величина  $M_p = \frac{y_{op} - y_{гф}}{y_{рт} - y_{гф}} \cdot 100\%$ , где  $y_{гф}$ ,  $y_{op}$ ,  $y_{рт}$  — средние содержания меди соответственно в геохимическом фоне, первичном ореоле и рудном теле. Расчет показывает, что соответствующий показатель составляет 0,21%.

Таким образом, пространственное распределение меди в залежи г.Медной наряду с фиксацией концентрической зональности повторяет в миниатюре тенденцию, присущую всему Янгояхинскому рудному полю.

Рудопроявление Соболевское, расположенное на побережье бухты Парохода Пахтусова, представляет собой ветвящуюся четковидную карбонат-альбит-кварцевую жилу, залегающую в осевой плоскости мелкого синклинального перегиба. Рудное тело протягивается с северо-запада на юго-восток и подразделяется на "Центральную" жилу и располагающиеся к западу и востоку ответвления — "Западную" и "Восточную" жилы соответственно. Характеристика этих жил приведена в табл.2.

Анализ табличных данных свидетельствует о том, что в направлении с востока на запад вкрест простирания рудопроявления среднее содержание меди в жилах резко сокращается, сопровождаясь увеличением масштаба

Таблица 2

Строение и состав жил Соболевского рудопроявления

| Жилы        | Элементы залегания  | Мощность, м | Параметры распределения меди |           |                  |           |
|-------------|---------------------|-------------|------------------------------|-----------|------------------|-----------|
|             |                     |             | $\bar{x}$                    | $\bar{y}$ | $\overline{lgx}$ | $S_{lgx}$ |
| Восточная   | 220-279°<br>∠40-60° | 0,2-0,5     | 2,36                         | 2,22      | 0,346            | 0,15      |
| Центральная | 205-230<br>∠40-70   | 0,5-2,0     | 1,53                         | 0,90      | -0,044           | 0,62      |
| Западная    | 220-240<br>∠40-65   | 0,4-0,8     | 0,12                         | 0,10      | -1,020           | 0,91      |

вариации. Оценка значимости различия средних логарифмов по критерию Стьюдента отрицательна: оруденение всех трех жил относится, по-видимому, к единой системе. В дополнение к поперечной зональности в Соболевском рудопроявлении фиксируется тенденция к снижению содержания меди в направлении с северо-запада на юго-восток (табл.3).

Таблица 3

Параметры распределения меди в различных частях жил Соболевского рудопроявления

| Жилы        | Северо-западный фланг |           |                  |           | Центр     |           |                  |           | Юго-восточный фланг |           |                  |           |
|-------------|-----------------------|-----------|------------------|-----------|-----------|-----------|------------------|-----------|---------------------|-----------|------------------|-----------|
|             | $\bar{x}$             | $\bar{y}$ | $\overline{lgx}$ | $S_{lgx}$ | $\bar{x}$ | $\bar{y}$ | $\overline{lgx}$ | $S_{lgx}$ | $\bar{x}$           | $\bar{y}$ | $\overline{lgx}$ | $S_{lgx}$ |
| Восточная   | 1,68                  | 1,67      | 0,222            | 0,04      | 2,83      | 2,65      | 0,424            | 0,17      | 2,22                | 2,15      | 0,332            | 0,14      |
| Центральная | 1,98                  | 1,25      | 0,098            | 0,65      | 1,50      | 0,98      | 0,036            | 0,63      | 0,42                | 0,29      | 0,485            | 0,62      |

Таким образом, распределение меди в Соболевском рудопроявлении характеризуется двумя особенностями: снижением ее содержания в направлениях с северо-запада на юго-восток и с востока на запад, т.е. и здесь мы наблюдаем повторение в миниатюре зональности рудного поля. Характерно также повышение здесь в сравнении с горой Медной модуля рассеяния:  $M_p = 0,65\%$ .

Наиболее типичным свинцово-цинковым месторождением является Раздельное, приуроченное к юго-западному крылу Варнекской синклинали. Рудовмещающая толща сложена переслаивающимися известково-доломитовыми породами верхнеордовикско-силурийского возраста. На месторождении выделяются два типа оруденения: пластовое и жильное. Пластовое оруденение представлено четырьмя минерализованными горизонтами брекчиевидных, иногда кавернозных доломитов. Рудные жилы, имеющие кварц-карбонатный состав и четковидное строение, образуют несколько сгущений в центре и на флангах месторождения. Минералогия пластового и жильного оруденения аналогична.

Среднее содержание меди в рудных телах месторождения составляет  $3,8 \cdot 10^{-4}\%$ , что соответствует кларку и лишь немного превышает геохимический фон. В пределах отдельных пластовых и жильных тел вариации содержания меди случайны, каких-либо тенденций не наблюдается. В то же время среднее содержание меди в рудных пластах ( $3 \cdot 10^{-4}\%$ ) заметно ниже, чем в рудных жилах ( $6 \cdot 10^{-4}\%$ ). Хотя проверка значимости различий средних дала отрицательный результат, повышенное содержание меди в жилах имеет, по-видимому, определенный генетический смысл.

Таким образом, анализ распределения меди в рудных телах свинцово-цинкового месторождения указывает на его случайный характер, отсутствие определенных тенденций в рассеянии меди.

Обсуждение полученных результатов. Обзор всех полученных данных позволяет сделать вывод о закономерном изменении в рудопроявлениях Вайгача содержания меди. Вдоль разломных зон в направлении с северо-запада на юго-восток происходит вначале постепенное снижение продуктивности медных рудопроявлений. Смещение халькопирита сфалеритом сопровождается резким сокращением содержания меди в рудах. Однако некоторые параметры ее распределения в цинковых и свинцово-цинковых рудопроявлениях указывают на то, что и в них значительная часть меди не "первичная", унаследованная от исходных пород, а рудная, родственная меди медных рудопроявлений. Следовательно, можно сделать вывод об определенном генетическом единстве всей совокупности линейно сгруппированных в разломных зонах рудопроявлений, независимо от их состава (медного, цинкового или свинцово-цинкового).

Представляется важным подчеркнуть, что распределение меди в рудных полях и разломных зонах декорирует совершенно определенную зональность, весьма сходную с зональностью отдельных рудопроявлений и даже рудных тел. В пределах рудных полей на северо-западе острова ясно выделяется ядро с наиболее богатыми медью рудопроявлениями. К юго-востоку это ядро сменяется как бы первичным ореолом рассеяния, составленным бедными медью цинковыми и свинцово-цинковыми рудопроявлениями. Сле-

дует также отметить, что центральные рудопроявления "ядер" повторяют в миниатюре зональность рудных полей. Такую параллель в развитии зональности месторождений и рудных полей можно использовать, по нашему мнению, в качестве эффективного методического приема при изучении зональности сложных рудных формирований.

Изменение концентрации меди в рудопроявлениях сопровождается пропорциональным изменением регионального геохимического фона. Так, породы территорий с медными рудопроявлениями характеризуются наивысшим геохимическим фоном, резко превышающим кларк. Следовательно, рудный процесс сопровождался довольно интенсивным рассеянием меди в колоссальном объеме пород, вовлеченных в зону глубинного разлома. Влияние этого процесса чувствуется даже в промежуточной области, где среднее содержание меди в породах в целом соответствует кларковому.

Сложнейшим вопросом генезиса рудопоявлений Вайгача является проблема источника рудных элементов и прежде всего меди. Увязывание оруденения с мелкими диабазовыми интрузиями, трассирующими разломные зоны, как показали исследования прошлых лет (Юшкин и др., 1975), не плодотворно. Связь минерализации и магматических образований острова в лучшем случае парагенетическая или даже пространственная. Отсутствие на Вайгаче других потенциально возможных магматических источников оруденения, субплатформенный режим формирования в палеозое региона дают возможность предположить фильтрационный источник рудного вещества (Смирнов, 1969), обусловленный мобилизацией металлов из глубинных пород.

Вайгачский глубинный разлом представляется результатом отражения в структуре верхнего платформенного этажа расколов фундамента, постепенно погружающегося, согласно геофизическим данным, в направлении с северо-запада на юго-восток. В том же направлении происходит повышение "центробежности" элементов (Щербаков, 1976):  $Cu$ ,  $Fe \rightarrow Cu$ ,  $Zn$ ,  $Fe \rightarrow Zn$ ,  $Fe(Cu) \rightarrow Zn$ ,  $Pb(Fe) \rightarrow Zn, Pb, Ba, F(Fe)$ , что указывает на постепенное воздымание гипсометрического уровня мобилизации компонентов.

Представляется разумным предположение, что основным источником меди являются осадочно-вулканогенные породы докембрийского фундамента, частично обнаженные на крайнем северо-западе острова. Содержание меди в этих породах достигает в среднем 0,007%. Простейший расчет с учетом плотности пород и руд показывает, что для формирования пластообразного рудного тела размером  $5 \times 50 \times 100 \text{ м}^3$  и с содержанием меди около 1,5% необходимо вовлечение в сферу мобилизации блока пород объемом около  $40 \text{ км}^3$ , если вынесенное из пород количество меди составляет 0,001%. Полученный результат не противоречит геологическим данным.

Остановимся, наконец, на перспективах медного оруденения Вайгача. Характер эндогенной зональности острова совершенно определенно указывает на бесперспективность в этом отношении южных и юго-восточных его территорий. Северо-западный Вайгач также не представляет собой центра расходящейся зональности, являясь, скорее всего, лишь наиболее близким к центру вайгачским фрагментом общей зональности Вайгач-Новоземельского антиклинория. Гипотетический центр зонального расхождения медно-полиметаллического оруденения всего антиклинория, с которым могут быть связаны значительные запасы "центростремительных" (медь, молибден, германий и др.) металлов, следует искать на о-ве Новая Земля. Автор выражает глубокую признательность В.Д.Тихомировой за помощь в исследовании, Я.Э. Юдовичу, Ю.А.Ткачеву и Н.П.Юшкину за обсуждение полученных результатов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., "Недра", 1975. 224 с.
- Силаев В.И., Тихомирова В.Д., Хорошилова Л.А. Минералогия и условия формирования пластовых сульфидных рудопоявлений Северного Вайгача. — В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с.80-109. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.24).
- Смирнов В.И. Об источниках вещества месторождений полезных ископаемых. — "Изв. АН СССР, Сер.геол.", 1969, № 3, с.3-17.
- Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., "Наука", 1975. 233 с.
- Щербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогения, Новосибирск, "Наука", 1976, с.217-229.
- Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фишман М.В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южноновоземельского антиклинория. Сыктывкар, 1975. 47 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные рекомендации на родному хозяйству", вып.6).
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of Earth Crust. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1961, 72, p. 175-192.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СПЕКТРАЛЬНЫМ МЕТОДОМ

Г.Е.Юшкова, Л.А.Антонова, Н.Г.Фридлиндер

Возрастание объемов геологоразведочных работ на нефть и газ, так же как и вообще работ по геохимии осадочных пород, требует разработки надежной и экспрессной методики массового определения органического углерода в осадочных породах.

Химическими методами углерод определяется достаточно просто и с приемлемой точностью и чувствительностью (порог метода — 0,01% C<sub>орг</sub>), однако на правильность химического определения углерода методом "мокрого" сжигания может влиять форма нахождения его в пробе. Метод "сухого" сжигания свободен от этого недостатка, но требует применения кислорода и потому несколько более сложен технически. Оба метода обладают также невысокой производительностью. Все это заставляет отдать предпочтение спектральному анализу.

При разработке методики за основу взяты работы Л.В.Романовой (1968), проводившей определение углерода в сере, и Я.Э.Юдовича, М.Ф.Щанова и Л.П.Павлова (1971), разработавших химико-спектральное определение углерода в осадочных породах. Основным недостатком методики, рекомендованной Я.Э.Юдовичем и др. (1971), следует считать плохую воспроизводимость анализа, что и вынудило нас при разработке новой методики основную упор сделать на стабилизацию условий испарения и возбуждения вещества.

Возбуждение и фотографирование спектра. Углерод относится к числу трудновозбудимых элементов (потенциал ионизации его 11,56 эв), и для возбуждения его спектра необходимо использовать источники, обладающие большими плотностями тока. Л.В.Романова (1968), Я.Э.Юдович и др. (1971) использовали низковольтную искру (5А) между алюминиевыми электродами диаметром 6 мм от генератора ДГ-2. Образец помещался в отверстие нижнего электрода диаметром 5 мм и глубиной 2 мм. При описанном способе введения пробы в разряд вследствие неэлек-

тропроводности геологических образцов искра значительную часть времени экспозиции локализована на стенах кратера электрода, и испарение пробы происходит неравномерно. Кроме того, в низковольтной искре вместе с основным каналом разряда возникает мощный факел, который моментально выбрасывает пробу из кратера электрода, если она недостаточно закреплена. При этом резко меняются параметры искры, и условия возбуждения спектра становятся нестабильными (Леб, 1950). Все это значительно снижает воспроизводимость анализа.

В нашем методе источником возбуждения спектра также выбрана низковольтная искра переменного тока, получаемая с помощью универсального генератора УВ-1 (ГДР), который имеет электронное управление поджигом, позволяющее широко варьировать параметрами разряда и получать искру более стабильную, чем дает генератор ДГ-2. Необходимо выдерживать аналитический промежуток между электродами, равный 3,5 мм. Уменьшение его сопровождается снижением интенсивности линии углерода вследствие уменьшения времени пребывания испарившейся пробы в зоне возбуждения. При увеличении аналитического промежутка также происходит снижение интенсивности линии углерода, так как вследствие изменения режима горения искры возникающий вместе с основным разрядом факел переходит в обыкновенный стример, что наблюдается визуально. Спектры фотографировали с помощью дифракционного спектрографа ДФС-8 с решеткой 1200 штр/мм; обычная трехлинзовая осветительная система, промежуточная диафрагма — 3,2 мм, ширина щели — 25 мкм.

Выбор аналитической пары линий. Спектр углерода сравнительно беден линиями, причем наиболее интенсивные линии лежат в вакуумном ультрафиолете или далекой инфракрасной области. В качестве аналитической нами была взята линия C I 2478,57 Å с потенциалом возбуждения  $E_B = 7,69$  эв (Зайдель и др., 1952).

При подборе линии сравнения нам, как и предшествующим авторам, не удалось найти линии, достаточно гомологичной с выбранной аналитической линией углерода. Вначале мы пытались использовать линию Al I 2652,48 Å, потенциал возбуждения которой равен 4,68 эв. Используя эту пару линий, мы не смогли исключить зависимость отношения интенсивностей линий от неуправляемых процессов в плазме разряда, что вносило значительную погрешность в результаты. Изменение параметров искры обычно сопровождалось увеличением интенсивности линии C и снижением интенсивности линии Al, и наоборот. В дальнейшем в качестве элемента сравнения использовали линию Si I 2551,64 Å, потенциал возбуждения которой  $E_B = 5,08$  эв. Использование этой линии позволило улучшить воспроизводимость метода ( $V$  уменьшился с 20-25 до 10-15%). Использование негомологичной линии в качестве элемента сравнения можно оправдать тем, что в искре вследствие высокой температуры плазмы относи-

тельная интенсивность негомологичных пар линий меняется незначительно (Рудневский, 1950). Необходимо отметить, что при использовании других спектрографов поиски элемента сравнения могут быть более продуктивны. При использовании спектрографа ДФС-8 с решеткой 1200 штр/мм поиск элемента сравнения ограничен размерами фотопластинки и включает область в 50 Å по обе стороны от аналитической линии.

Подготовка проб к анализу аналогична описанной Я.Э.Юдовичем и др. (1971). Углерод присутствует в осадочных породах как в составе органического вещества ( $C_{орг}$ ), так и в неорганических соединениях. Неорганический углерод — это, как правило, карбонатный углерод; присутствие других неорганических соединений углерода, например, карбидов, для осадочных пород нехарактерно (Юдович и др., 1971).

Прежде чем проанализировать пробу на содержание  $C_{орг}$ , надо удалить из нее карбонаты, что достигается обработкой пробы 10–15%-ным раствором HCl. Карбонаты разлагаются, нерастворимый остаток отфильтровывают, тщательно промывают, сушат, взвешивают и растирают. Ни в коем случае нельзя пренебречь растиранием нерастворимого остатка, так как если проба недостаточно растерта, то при съемке в искре получается интенсивный сплошной спектр в виде фона, снижающий чувствительность и воспроизводимость анализа.

Брикетирование применялось нами, чтобы избежать выброса образца в процессе обыскривания. В качестве электропроводного наполнителя при брикетировании проб использовали медный порошок или медную стружку. Отношение количества вещества пробы к количеству наполнителя подбиралось экспериментально в зависимости от прессуемости пробы. Для глинистых нерастворимых остатков это отношение равно 1:1 (по объему), а для более кремнеземистых ( $SiO_2 > 50\%$ ) и для бокситов — 1:3. В весовых отношениях это составит примерно 2:7 и 1:5 соответственно.

Прессформу изготовляли по конструкции, предложенной И.М.Веселовской (1947), из титанового сплава ВТ-6 или инструментальной стали У10А (см. рисунок, а-в). Внутреннюю поверхность матрицы шлифовали до девятого-десятого порядка чистоты. Пуансон изготовляли с минимальными зазорами, чтобы избежать попадания частиц пробы в зазор и заклинивания пуансона в матрице. Закалку проводили в соответствии с технологической картой для данной марки металла.

При брикетировании под матрицу помещали стальную подкладку. Брикетирование производили под давлением 1000–1500 кг/см<sup>2</sup>, в зависимости от прессуемости пробы. Получающиеся брикеты имели диаметр 10 мм, высоту — 2 мм, вес — примерно 0,9 г. Для повышения механической прочности труднопрессующихся пород (кварциты, бокситы) использовали пуансон с формой рабочего конца в виде конусообразного углубления (рис. в).

На рисунке (г) показана конфигурация и размеры использованного нами брикетодержателя. Это латунный цилиндр с углублением на конце. Верхним электродом был заточенный на конус алюминиевый стержень диаметром 5–6 мм. Для каждого образца готовились два брикета. Первоначально мы пытались обыскривать брикет дважды. После первого обыскривания брикет переворачивали и вновь обыскривали, однако интенсивность линии углерода при втором обыскривании была систематически слабее, что вело к занижению результатов определения углерода.

Эталонные образцы готовились введением химически проанализированного образца каменного угля, содержащего 76,6%  $C_{орг}$ , в соответствующую анализируемой серии образцов основу. Вначале был изготовлен "головной" эталон с содержанием 10%  $C_{орг}$ , затем последовательным разбавлением была приготовлена серия эталонов, содержащих от 5 до 0,01%  $C_{орг}$ . Использованные для основы породы предварительно были обработаны 10%-ной HCl при нагревании для удаления карбонатного углерода, тщательно промыты и прокалены в муфельной печи в течение 5 ч при 800°C (Юдович и др., 1971), чтобы удалить органический углерод.

Определение не выгоревшего из основы органического углерода ( $C_{орг}$ ) проводилось методом "добавок" в два этапа. Сначала по спектрам основы и приготовленной серии стандартов была определена суммарная концентрация углерода ( $\Sigma_1$ ), содержащегося в основе, в меди, использованной для

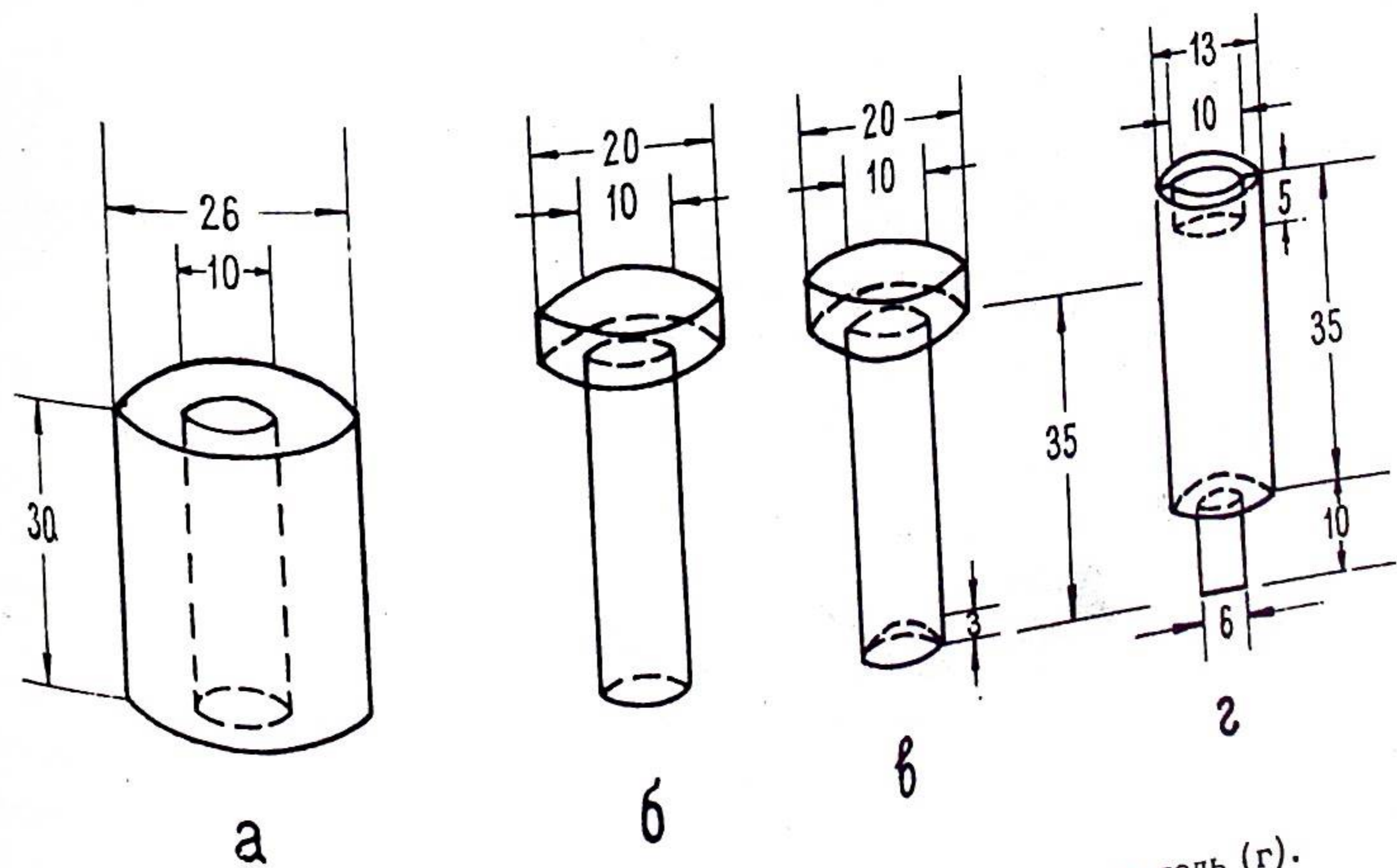


Рис. Матрица (а) с пуансонами (б и в) и брикетодержатель (г).

Сопоставление результатов спектрального и химического анализов на  $C_{орг}$  (в %)

| Состав проб                         | Результаты анализа      |                        | $X_{сп} - X_{хим}$ | Величина расхождения ( $n$ ), % |
|-------------------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------|---------------------------------|
|                                     | спектрального, $X_{сп}$ | химического, $X_{хим}$ |                    |                                 |
| Песчаники и алевролиты              | 0,51                    | 0,53                   | -0,02              | 3,85                            |
| Кварцевые песчаники                 | 0,16                    | 0,27                   | -0,06              | 27,91                           |
| Кварцевые песчаники и алевролиты    | 0,25                    | 0,49                   | -0,24              | 64,86                           |
| Полимиктовые песчаники              | 0,66                    | 0,35                   | +0,31              | 62,00                           |
| Полимиктовые песчаники и алевролиты | 1,78                    | 1,35                   | +0,43              | 27,47                           |
| Аргиллиты                           | 1,57                    | 2,12                   | -0,55              | 29,81                           |
| Полимиктовые песчаники и алевролиты | 1,01                    | 0,74                   | +0,27              | 30,86                           |
| Аргиллиты                           | 1,09                    | 0,77                   | +0,32              | 34,41                           |
| Полимиктовые песчаники              | 0,06                    | 0,08                   | -0,02              | 28,50                           |
| Алевролиты                          | 1,80                    | 1,82                   | -0,02              | 1,105                           |

бонатных пород 2 г, для терригенных — 0,5 г, однако уменьшение навески ведет к снижению точности в расчете нерастворимого остатка и всего анализа в целом.

Полученный нерастворимый остаток отфильтровывают, тщательно промывают, взвешивают и растирают, затем смешивают по объему с медным порошком в соответствии 1:1 (глинистые породы) или 1:3 (кварциты, бокситы). В весовых отношениях это составит (в мг): 200:700 и 200:100 соответственно. Полученную смесь брикетируют под давлением 1500 кг/см<sup>2</sup> в прессформе (рис., а-в). Брикет помещают в латунный держатель (рис., г), служащий нижним электродом; верхним электродом служит заточенная на усеченный конус алюминиевая проволока марки АД-1 диаметром 6 мм. Диаметр площадки усеченного конуса — 1,5 мм; межэлектродный промежуток — 3,5 мм.

Испарение пробы и возбуждение спектров проводят с помощью генера-

брикетирования, в алюминиевых электродах и воздухе. Расчет содержания  $\Sigma_1$  был сделан также методом последовательных приближений (Рудневский и др., 1950). Для определения суммы "фонового" углерода меди, электродов и воздуха ( $\Sigma_2$ ) были использованы химически проанализированные образцы бокситоносных глин. При съемке этих образцов интенсивность линии углерода усиливалась на величину, соответствующую  $\Sigma_2$ , которая и определялась методами "добавок" и последовательных приближений. Определив разность  $\Sigma_1 - \Sigma_2$ , мы получили содержание  $C_{орг}$  в основе.

Соответствующие поправки были внесены в номинальные содержания  $C_{орг}$  в эталонах и построены градуировочные графики в координатах ( $\Delta S - \lg c$ ). Эти графики имеют тенденцию загигаться в области больших концентраций (0,0n — 0,n %), что обусловлено наличием "фонового" углерода. Кривая имеет пологий наклон примерно до 0,8%, затем в области первых процентов происходит довольно резкое изменение угла наклона графика. Эта особенность градуировочных графиков в области малых содержаний была отмечена и предыдущими исследованиями (Романова, 1968; Юдович и др., 1971), считавшими область 0,05—0,8% наиболее благоприятной для анализа. Введение в стандартные содержания  $C_{орг}$  поправки на величину  $\Sigma_2$  делает графики прямолинейными. Градуировочные графики, построенные в координатах ( $\Delta_{ан} / \Delta_{сп} - c$ ), прямолинейны без введения поправки  $\Sigma_2$ . При расчете содержаний  $C_{орг}$  в пробах мы использовали ЭВМ "МИР-2", расчет вели по программе, составленной в лаборатории, графики строили в координатах ( $\Delta_{ан} / \Delta_{сп} - c$ ).

Воспроизводимость однократного определения оценена по параллельной съемке 500 образцов; коэффициент вариации равняется 16%.

Оценка правильности данной методики была сделана сравнением рядовых спектральных анализов с рядовыми химическими анализами (см. таблицу), выполненными методом "сухого" сжигания в лаборатории СНИИГИМСа. Допустимое расхождение ( $\Pi$ ) между спектральными и химическими анализами, которые условно считаются контрольными, может достигать величины  $2\sqrt{2} \cdot V$  %. При  $V = 16\%$  допустимое расхождение между анализами составляет 45% (Ткачев, Юдович, 1975). В таблице в двух случаях  $\Pi$  в полтора раза выше допустимого, а в двух случаях практически нулевое, среднее значение  $\Pi$  в полтора раза меньше допустимого.

Исходя из критерия знаков отклонений между спектральными и химическими анализами, можно говорить об отсутствии систематического сдвига результатов спектрального анализа по отношению к результатам химического анализа (Ткачев, Юдович, 1975).

В результате мы предлагаем следующий ход анализа осадочных горных пород на содержание  $C_{орг}$ . Образцы пород весом 5 г освобождают от карбонатного углерода обработкой 10—15%-ной HCl при нагревании (до закипания) в течение 20—30 мин. Минимально допустимая навеска для кар-

тора UB-1(ГДР) в режиме низковольтной искры со следующими параметрами:  $I=6a$ ,  $C=10$  мкф,  $L=0$ ,  $R=0,5$  ом,  $\phi=40^\circ$ . Зазор в разряднике вспомогательной (поджигающей) искры — 2,5 мм. Экспозиция 50 сек.

Спектры фотографируют с помощью дифракционного спектрографа ДФС-8 с решеткой 1200 штр/мм; трехлинзовая осветительная система, промежуточная диафрагма — 3,2 мм; ширина щели — 25 мкм. Фотопластинки спектрографические тип-2 чувствительностью 4 ед ГОСТ проявляют в стандартном метол-гидрохиноновом проявителе при  $22^\circ C$  в течение 4 мин. Почернение линий измеряют на микрофотометре; расчет содержаний проводят по графикам, построенным в координатах ( $J_{ан} / J_{ср} - c$ ) на ЭВМ "МИР-2."

### ЛИТЕРАТУРА

Веселовская И.М. Спектральный метод анализа основных мартеновских шлаков в брикетах. — "Заводская лаборатория", 1947, т.13, № 2, с.219-221.

Зайдель А.Н., Прокофьев В.К., Райский С.М. Таблицы спектральных линий. М., Гостехиздат, 1952. 560 с.

Леб Л. Основные процессы электрических разрядов в газах. М., Гостехиздат, 1950. 645 с.

Романова Л.В. Исследование элементарного состава примесей в сере методом эмиссионного спектрального анализа. Автореф.дисс.на соиск.учен.степени канд.хим.наук. М., 1968. 20 с. (НИУИФ).

Рудневский Н.К. О влиянии кремния на интенсивность линии алюминия при анализе алюминий-кремниевых сплавов в дуге переменного тока. — "Изв.АН СССР. Сер.физ.", 1950, т.14, № 5, с.642-647.

Рудневский Н.К., Ивагина П.Н., Ивагин П.Н. Спектральное определение кальция в алюмо-аммонийных квасцах. — "Изв.АН СССР. Сер.физ.", 1950, т.14, № 5, с.698-700.

Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л, "Наука", 1975. 223 с.

Юдович Я.Э., Щанов М.Ф., Павлов Л.П. Химико-спектральное определение органического углерода в осадочных горных породах. — "Журн. прикладной спектроскопии", 1971, т.14, вып.4, с. 755-758.

## РЕНТГЕНОВСКАЯ ДИАГНОСТИКА СМЕСИ МИНЕРАЛОВ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

М.И.Потапов, Л.А.Хорошилова

Рентгенограмма смеси минералов представляет серьезную трудность для расшифровки традиционным методом вручную, ибо содержит большое количество рефлексов (тем большее, чем больше в смеси минералов и чем сильнее их содержание в смеси превышает аналитический порог чувствительности). Идентификация всех рефлексов требует от аналитика кропотливой и непродуктивной работы. Особенно трудно идентифицировать рефлексы небольшой интенсивности. Практика анализа свидетельствует о том, что при расшифровке сложных смесей фактически идентифицируются не все рефлексы: они либо вообще не отмечаются в конечном диагнозе, либо молчаливо предполагаются принадлежащими к уже найденным минералам.

Разработанная нами программа \*возлагает на ЭВМ нетворческую часть диагноза — сопоставление всех имеющихся рефлексов и их интенсивностей со справочными данными. Этим значительно облегчается труд аналитика: ему остается только творческая часть работы — окончательный диагноз, по предварительно обработанным на ЭВМ данным.

В ЭВМ вводятся данные рентгеновского анализа; межплоскостные расстояния (МПР, в Å) — интенсивность. Последняя в случае дифрактограмм — это высота пиков в миллиметрах. Результатами обработки этих данных являются: 1) перечень идентифицированных минералов; 2) перечень неидентифицированных рефлексов; 3) интенсивности неидентифицированных рефлексов, нормирование по максимальным интенсивностям уже найденных минералов.

Алгоритм обработки вкратце сводится к следующему. На магнитной ленте записана "библиотека" возможных минералов максимальной емкостью в 512 минералов. Каждый минерал в библиотеке имеет номер и значение

\* Выполняется с помощью ЭВМ "Наир-3-1" в режиме "Минск-22", транслятор МЭИ-3.

Данная программа успешно прошла испытания и доказала свою пригодность. Результаты диагностики уже использованы, например, в некоторых статьях этого сборника. Дальнейшее совершенствование программы может происходить как путем уточнения задания данных в библиотеке минералов (учет большего количества разновидностей данного минерала и т. п.) и пополнения библиотеки по мере надобности, так и путем внесения в нее принципиального изменения — разделения двух совпадающих рефлексов разных минералов, что представляется хотя и трудной, но выполнимой задачей.

интенсивности первых пяти наиболее сильных рефлексов, записанные с соответствующим коридором варьирования, например,  $3,02_{-0,02}^{+0,02}$  Å. Минералы в библиотеке упорядочены по величине самого интенсивного рефлекса, что позволяет вычислить адрес минерала с заданным первым рефлексом, а не искать его путем перебора. ЭВМ выбирает максимальный по интенсивности рефлекс на рентгенограмме и начинает поиск в библиотеке ближайшего по МПР рефлекса, причем проверяется условие попадания искомого рефлекса в коридор варьирования. При отрицательном результате поиска данный рефлекс исключается из рентгенограммы и помещается в массив неидентифицированных рефлексов, а при положительном — начинается поиск других рефлексов данного минерала в рентгенограмме. Известно, однако, что соотношения интенсивностей на реальных рентгенограммах не строго отвечают табличным, так что программой предусмотрен коридор варьирования и для соотношения интенсивностей в виде:  $|\mathcal{J}_k / \mathcal{J}_1 - i_k / i_1| \cdot 100\% \leq 30\%$ , что сделано из соображений автоматического учета большей погрешности для малых рефлексов\*. Такая проверка производится для трех соседних рефлексов при условии их попадания в коридор варьирования МПР искомого рефлекса. Окончательно выбирается рефлекс с наименьшей ошибкой, если таковой существует. Затем данная процедура выполняется и для остальных трех табличных рефлексов "подозреваемого" минерала. При отсутствии на рентгенограмме k-го рефлекса автоматически ведется поиск k+1-го рефлекса вплоть до k-5. Таким образом, для "подозреваемого" минерала могут быть найдены от одного до пяти рефлексов. Аналогичная процедура поиска пяти рефлексов выполняется еще для четырех минералов в библиотеке, из которых два — с большими значениями МПР первого рефлекса и два — с меньшими. Для выбора наиболее вероятного из пяти возможных минералов вычисляется сумма ошибок с последующей коррекцией. Ошибкой называется разность между табличным и фактическим соотношением интенсивностей. Коррекция состоит в том, что к найденной сумме добавляется величина  $n \cdot 30\%$ , где n — число необнаруженных для данного минерала рефлексов. Коррекция предназначена, таким образом, для увеличения "веса" тех минералов, у которых найдено большее количество рефлексов. Окончательно выбирается минерал с наименьшей суммой ошибок. Рефлексы идентифицированных минералов включаются из рентгенограммы и в дальнейшем диагнозе не участвуют. Процедура повторяется до тех пор, пока в заданной рентгенограмме не останется ни одного рефлекса.

\*  $\mathcal{J}, i$  — интенсивности библиотечные и фактические, 1, k — номера рефлексов.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |    |
|--|----|
| Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Андреев Г.И., Корельский В.П., Енцова Ф.И., Кузькокова Н.Н., Павлов Л.П., Силаев В.И., Чермных В.А. Геохимия опорных разрезов нижнего карбона и перми на р.Кожиме (Приполярный Урал) . . . . . | 3  |
| Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. Кушковатская фация визейских известняков на Пай-Хое . . . . .   | 37 |
| Семенов Г.Ф. Биогермные известняки в каменноугольных отложениях лемвинского типа на р.Силове (Пай-Хой) . . . . .   | 40 |
| Юдович Я.Э., Юдина А.Б., Тимонин Н.И., Павлов Л.П. Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя . . . . .  | 43 |
| Иванова Т.И. Ванадий и никель в каменноугольных карбонатных породах западного склона Северного Урала . . . . .   | 57 |
| Силаев В.И. Медь в ордовикско-силурийских отложениях и рудопроявлениях Вайгача: геохимия, минералогия, позиция в эндогенной зональности . . . . .  | 61 |
| Юшкова Г.Е., Антонова Л.А., Фридендер Н.Г. Определение органического углерода в осадочных породах спектральным методом . . . . .   | 76 |
| Потапов М.И., Хорошилова Л.А. Рентгеновская диагностика смеси минералов с помощью ЭВМ . . . . .  | 83 |

УДК 550.42:552.124.4:(551.735.1+551.736)(234.851)

Геохимия опорных разрезов нижнего карбона и перми на р.Кожиме (Приполярный Урал). Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Андреев Г.И. и др. В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 3-36. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

Впервые проведено представительное геохимическое опробование двух мощных опорных разрезов  $S_1$  и  $P_{1-2}$  на западном склоне Урала. Материалом для обработки послужили около 630 полуколичественных спектральных анализов, несколько десятков количественных определений  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $F$ , 108 анализов 2%-ной  $HCl$ -вытяжки, 27 полных силикатных анализов, из которых 15 новых, характеризующих сборные пробы, составленные из десятков частных проб. Приведено также 45 анализов газов, извлеченных из пород, и данные минералогических анализов. В кремнисто-карбонатной толще  $S_{1t}$  обнаружены мощные накопления  $Mn$ , достигающие по отдельным пробам 2%. Это полностью подтверждает обнаруженную ранее эмпирическую закономерность — обогащение  $Mn$  депрессионных карбонатных толщ. Доказывается, что глинистая сидеритоносная толща  $S_1$  является перетолженной корой выветривания (КВ), причем по ряду геохимических показателей предполагается, что субстратом для КВ послужили породы основного и ультраосновного состава. На основе детального изучения конкреций в отложениях  $S_1$  и  $P$  разработана новая вещественно-генетическая классификация конкреций. Основу этой классификации составляет параметр  $D$  — сумма конкрециеобразователей.

По данным изучения состава газов (азотно-метановые, со значительной примесью  $TU$ ) и сероводородных ключей делается вывод, что карбонатная толща  $S_{1v}$  была нефтегазоматеринской. Табл.7, рис.7. Библиогр.—21.

УДК 551.735.1:552.641(234.82)

Кушковатская фация визейских известняков на Пай-Хое. Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. — В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.37-39. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

В среднем течении р.Силовы выходят своеобразные визейские отложения: темно-серые и черные тонкоплитчатые известняки, с прослоями кремней и аргиллитов. Показано, что они относятся к кушковатской фации визейских известняков, выделенной впервые В.А.Варсановфьевой на р. М.Печоре. Библиогр.—4.

УДК 552.541:551.735.1(234.82)

Биогермные известняки в каменноугольных отложениях лемвинского типа на р.Силове (Пай-Хой). Семенов Г.Ф. В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.40-42. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

В сланцевой зоне лемвинского типа на р.Силове выделена и описана толща (20-50 м) строматолитоподобных пород верхневизейского возраста. Рис.1. Библиогр.-2.

УДК 549.761.34:551.734.5(234.82)

Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя. Юдович Я.Э., Юдина А.Б., Тимонин Н.И., Павлов Л.П. В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.43-56. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

В миогеосинклинальных формациях Лемвинской зоны описаны баритовые и барийсодержащие конкреции в глинистых сланцах в районе, расположенном в 65-70 км к востоку-юго-востоку от ранее известного баритового проявления в падейской свите, что указывает на выдержанность баритового горизонта на площади. Здесь же описаны пиритовые конкреции в глинисто-кремнистых сланцах, также образующие горизонт мощностью около 5 м и несущие примесь галенита. Минералогический состав баритовых и барийсодержащих конкреций по данным оптического, химического и рентгеноструктурного изучения оказался очень сложным: барит, пирит, халцедон, марганцовистый или железистый (?) кальцит, доломит, обычный кальцит, шамозит. В небольших количествах присутствуют гидрослюда, плагиоклаз, а также, по-видимому, целестин и гипс. Приведены результаты семи химических анализов баритовых и барийсодержащих кварц-пирит-карбонатных конкреций. Указывается на необходимость более подробного изучения баритов и пиритовосности падейской свиты как с практической, так и с научной точек зрения. Табл.2, рис.2. Библиогр.-2.

УДК (550.42:546.711):552.5(470.13)

Ванадий и никель в каменноугольных карбонатных породах западного

склона Северного Урала. Иванова Т.И. В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.57-60. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

По данным количественного спектрального анализа 126 сборных проб, составленных из 1300 индивидуальных, средние содержания V и Ni в карбонатных породах карбона западного склона Северного Урала равны соответственно 1,9 и 8,2 г/т. Оба элемента преимущественно связаны с глинистой составляющей породы и распределение их в разрезе и на площади контролируется главным образом распределением терригенной примеси. Табл.1. Библиогр.-8.

УДК 553.43/44(470.11)

Медь в ордовикско-силурийских отложениях и рудопроявлениях Вайгача: геохимия, минералогия, позиция в эндогенной зональности. Силаев В.И. В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.61-75. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

С позиций эндогенной зональности рассмотрено распределение меди в сериях медных, цинковых и свинцово-цинковых пластовых и жильных рудопроявлений. Выявленная горизонтальная зональность расходящегося типа позволяет рассматривать всю совокупность рудопроявлений Вайгача в качестве единой гидротермальной системы. Обсуждается гипотеза фильтрационного источника рудных элементов и местоположение гипотетического центра зональности. Рис.2, табл.3. Библиогр.-7.

УДК 543.42:549.21

Определение органического углерода в осадочных породах спектральным методом. Юшкова Г.Е., Антонова Л.А., Фридляндер Н.Г. В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.76-82. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

Описанная методика, в отличие от предложенной ранее (Юдович, Шанов, Павлов, 1971), характеризуется предварительным брикетированием проб перед анализом, что позволило улучшить воспроизводимость анализа. Образцы пород (5 г) освобождали от карбонатного углерода с помощью

кислой обработкой при нагревании. Нерастворимый остаток смешивали с медным порошком в соотношении 1:1 или 1:3 по объему, в зависимости от прессуемости пробы, и брикетировали под давлением 1000-1500 кг/см<sup>2</sup>. Спектры возбуждали в низковольтной искре с параметрами: I=6а, C=10 мкф, L=0, R=0,5 ом, φ=40°; экспозиция 50с, электроды алюминиевые. Спектрограф ДФС-8 с решеткой 1200 штр/мм, трехлинзовая осветительная система, промежуточная диафрагма = 3,2 мм, ширина щели = 25 мкм. Фотопластинки тип-2, аналитическая линия CI 2478,57А, линия сравнения Cu I 2441,64А. Расчет содержаний C<sub>орг</sub> вели по графикам в координатах (J<sub>ан</sub>/J<sub>сп</sub>-C). Ошибка воспроизводимости (коэффициент вариации) = 16%. Табл.1, рис.1. Библиогр.-8.

УДК 553.1:543.422.8

Рентгеновская диагностика смеси минералов с помощью ЭВМ. Потапов М.И., Хорошилова Л.А. - В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 83-85. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.28).

Описан алгоритм, использованный в программе для ЭВМ, "Наирин-3-1", позволяющий производить диагностику рентгенограмм смеси минералов. Библиотека минералов имеет объем 512 названий, для каждого минерала в ней даны интенсивности первых 5 рефлексов. Программа прошла успешные испытания и хорошо себя зарекомендовала.

## ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

Редактор Ю.А.Кочев  
Художник Т.Н. Коданева  
Техн.редактор М.А.Сазанская  
Корректор О.П.Сорокина

Подписано в печать 30/IV 1979г. ЦО 0727. Бум. типографская № 1.  
Формат 70x90 1/16. Усл.печ.л. 5,8. Уч.изд.л. 6. Тираж 500.  
Заказ № 560. Цена 40 коп.

Ротапринт Коми филиала АН СССР, Сыктывкар,  
Коммунистическая, 26.