

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 122. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 37). 1950

Б. П. Беликов. Наблюдения над выветриванием мраморной облицовки Музея изобразительных искусств им. Пушкина в Москве. — Академик Д. С. Белянкин и В. В. Лапин. Некоторые особенности минералогии шлаков от выплавки высокотитанистого металла. — Ю. А. Розанов, Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий. Пластическая деформация карбонатных горных пород. — Б. В. Залесский, В. Я. Степанов и К. П. Флоренский. Опыт изучения физических свойств известняков мячковского горизонта (Песковская группа месторождений). — И. П. Тимченко. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники центральной и южной Карелии. — И. И. Гинзбург и Б. В. Залесский. Исследование физических и химических свойств карбонатных пород



Б. П. БЕЛИКОВ

**НАБЛЮДЕНИЯ НАД ВЫВЕТРИВАНИЕМ МРАМОРНОЙ ОБЛИЦОВКИ
МУЗЕЯ ИЗОБРАЗИТЕЛЬНЫХ ИСКУССТВ им. ПУШКИНА В МОСКВЕ**

Одним из разделов современного камневедения, представляющим собою ветвь петрографии, является изучение поведения камня в процессе его службы в сооружении. Вопросы эти не новы в петрографии, и внимание Академии Наук обращалось к ним неоднократно, например в работе Д. С. Белянкина (1923), работе В. В. Лапина (1940) и др.

Предлагаемая статья представляет интерес как соответствующая документация одной из облицовок, выполненной из отечественного мрамора. Важно также, что вся служба облицовки протекала в XX столетии, т. е. в условиях агрессивной атмосферы большого промышленного центра, в то время как большинство аналогичных наблюдений, проведенных в других странах, относятся к прошлому столетию и к службе камня в менее агрессивной среде.

ВНЕШНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЛИЦОВКИ

Работа, выполненная автором совместно с Академией Архитектуры СССР (А. А. Мамуровский), вытекла из необходимости зафиксировать состояние облицовки перед очисткой пескоструйными аппаратами, проведенной в 1945 г., т. е. после 35-летней, приблизительно, ее службы в условиях климата г. Москвы.

Фасад здания ориентирован на СВ 25°, открыт на юго-восток и имеет перед собою площадь. Соответственно боковые стены: с Антипьевского переулка открыта на северо-восток, с улицы Маркса-Энгельса — на юго-запад. Задняя стена и примыкающие к ней части боковых стен облицованы штукатуркой и предметом описания не являются. Необходимо заметить лишь, что штукатурка выветрилась значительно сильнее, чем мрамор, особенно в местах нахождения неисправных крыш и водосточных труб, где страдают значительные участки ее.

Вдоль фасада установлены каннелюрованные мраморные колонны высотой около 8 м, составленные каждая из базиса около 1 м, четырех барабанов по 1.5 м и капители, монтированных на белом цементе. Боковые стены украшены полуколоннами такого же типа. Перед входом, внутри портика, стоят две шлифованные колонны из ванжозерского гранита, никаких следов выветривания не показывающие.

Колонны фасада доступны для осадков и ветра на 180—200°, главным образом с восточных и южных румбов. Стена за колоннами (лоджия),

облицованная мраморными плитами, обработанными под бучарду, для осадков почти недоступна.

Все мраморные работы выполнены в манере мелкой бучарды чрезвычайно тонко и тщательно, так что подозрений на разрушения от обработки или неправильной установки быть не может.

Мраморные барельефы над фасадом здания, изображенные на фиг. 1, остались для нас недоступными, почему о сохранности их мы, к сожалению, судить не можем.

Боковые стены, выходящие в переулоч, в некоторой мере предохранены от действия ветра и солнечных лучей зданиями, расположенными на противоположной стороне.

Мраморные колонны фасада представляют таким образом конструктивный элемент здания, наиболее открытый для действия агентов выветривания, из коих главнейшие: вода, особенно замерзающая, колебания температуры под влиянием инсоляции и ветер. Форма колонн, ребра каннелюры (высотой около 3 см и шириной свыше 2 см) и орнаменты капителей повышают уязвимость их.

Цоколь здания и часть ограды сложены из зеленовато-серого сердобольского огнейсованного гранита. Камни эти почти не несут следов выветривания, ограничивающихся загрязнением и небольшим закруглением углов на швах и ребрах; после очистки камни посветлели и восстановили рисунок.

Из имеющихся архивных данных, относящихся к постройке Музея, видно, что все мраморные детали выполнены из Шишимского (Урал) доломитового мрамора, материала весьма однородного, среднезернистая структура и достаточная плотность которого позволяют употреблять его для архитектурных и скульптурных работ.

Каких бы то ни было ремонтных работ здесь не производилось, что является обстоятельством весьма благоприятным для предпринятой работы, весьма впрочем кратковременной и ограниченной, к сожалению, территориально.

По вполне понятным соображениям, отбивка образцов для лабораторного исследования также была практически исключена.

Мы интересовались изменением мраморной облицовки от выветривания, поэтому опускаем такие повреждения, как возникновение ржавых пятен от гвоздей, скоб и других железных предметов (которых, к сожалению, довольно много); трещины в облицовке стен, вследствие деформации здания а также повреждения от упавшей рядом авиабомбы.

Самое беглое обследование облицовки показывает сразу, что различные детали здания ведут себя по-разному, в зависимости от конструктивного их положения: наиболее сохранны части, недоступные осадкам (стены за колоннами); некоторые изменения несут детали, отчасти защищенные (боковые стены) и видимые повреждения показывают выдвинутые части (открытые стороны колонн, капители).

1. Стены за колоннами (лоджия) облицованы плитами размером 142×52 см, толщиной до 15 см. Ни плиты эти, ни наличники окон и дверей, ни расположенные вверху орнаменты из каррарского мрамора (на фиг. 1 не видны) никаких следов повреждений, кроме изменения окраски, не несут. Цвет мрамора изменился довольно значительно, приобретя серовато-бурую окраску. Сохранность мрамора настолько полная, что не наблюдается никаких изменений даже в самых тонких и выступающих деталях. После очистки стены приняли почти первоначальную окраску, а слой был снят настолько тонкий, что даже фактура обработки сохранилась.

2. Повреждения боковых стен несколько значительнее, но нарушения цельности мрамора почти не заметно. Изредка в сильно выступающих

деталей (на углах и кромках) наблюдаются закругления вследствие выкрашивания отдельных зерен. Фактура обработки, орнаменты и гребни каннелированных полуколонн вполне сохранились. Окраска мрамора изменилась на буроватую темносерую. В углах здания многочисленные ржаво-бурые пятна и потеки, не исчезающие после очистки. Эти пятна происходят, наиболее вероятно, за счет недостаточной защищенности от движения дождевых вод. Видимых разрушений с этими пятнами не связано.

Особо необходимо остановиться на возникновении ржавых пятен и бурых потеков под карнизами кровли в местах, где последняя неисправна; мрамор в таких местах очистке также не поддается. Наблюдается отпадение кусков его.

3. Колонны несут наибольшие следы выветривания, поэтому на описании их остановимся более подробно.

24 колонны фасада расположены в следующем порядке: по 8 колонн с обеих сторон фасада и 8 колонн вокруг портика входа. Нумерация колонн идет от юго-западного угла фасада через портик до северо-восточного (фиг. 1).

Степень разрушения колонн различна, причем она зависит как от расположения, так и от индивидуальных свойств примененных камней.

1) Зависимость от расположения (конструктивных особенностей) наблюдается наиболее четко: части колонн, обращенные к стене, т. е. почти закрытые от действия осадков, ветра и солнца, сохранились полностью, изменился только цвет. Даже цементные швы между деталями колонн совершенно не изменены: части колонн, обращенные наружу, все без исключения несут следы выветривания, от образования шероховатой поверхности, вследствие выпадения отдельных зерен, до отпадения кусков от ребер между каннелюрами (до 10 мм). Кромки на швах между барабанами закруглены, иногда выкрошены на глубину до 20—25 мм. Цемент швов, несмотря на весьма прочное сцепление с мрамором, выщелочен на глубину до 25 мм, причем, как правило, наибольшее выщелачивание приходится на те стороны колонн, которые наиболее страдают от выветривания.

Для всех колонн характерно сильное потемнение, вследствие загрязнения. Измерения взятых нами из разрушенных частей колонн обломков показали такие цифры (в % чисто белого цвета по ахроматической шкале):

а) светлота чистого мрамора в специально отполированном куске	0.60
б) загрязненный мрамор в таком же куске	0.15—0.23
в) мрамор после очистки	0.50—0.60

Загрязненная пленка составляет не более 0.1 мм и легко снимается пескоструйным аппаратом.

Наибольшие же разрушения выпадают на долю капителей колонн, выступающие детали которых показывают в некоторых случаях повреждения глубиной до 80—90 мм (колонна № 14). Другие капители имеют подобные повреждения глубиной до 20—30 мм, некоторые же полностью сохранились. Интересно отметить, что наблюдаются редкие случаи разрушения завитков капителей даже с внутренних закрытых сторон колонн (колонны №№ 4, 20, 22).

Так влияет на степень разрушения камней в сооружении расположение их — степень подверженности агентам выветривания.

2) Зависимость от индивидуальных свойств (качества) камня проявляется также в достаточной мере.

Наблюдение над колоннами, составленными каждая 4-мя барабанами т. е. 4-мя индивидуальными камнями, взятыми, вероятно, из разных участков карьера, выявляет эту зависимость особенно четко. Во многих колоннах разные барабаны ведут себя различно. Одни барабаны хорошо сопротивляются выветриванию, и все следы последнего, даже в частях, обращенных наружу (на восток, юго-восток и северо-восток), выражаются лишь в появлении шероховатой поверхности (фиг. 2); другие, лежащие выше или ниже, в этой же колонне, несут явные следы выветривания, от появления песчаных структур до отпадания целых участков до 10 мм глубины (фиг. 3).¹ После обработки пескоструйным аппаратом поверхности ребер таких барабанов становятся весьма неровными, местами зазубренными и нередко обнаруживают слоистость (фиг. 4).

В колонне № 20 камень первого барабана показал наличие трещинки, расширенной во внешней части выветриванием до 1—1.5 мм.

В пьедесталах колонн №№ 1 и 13 также трещины.

Особенно же ясно различное поведение камней сказывается на капителях: наряду с совершенно сохранными капителями, имеют место глубокие разрушения их и даже повреждения деталей, обращенных внутрь.

Так, угловая колонна № 15, где цемент швов между барабанами выщелочен почти со всех сторон, имеет совершенно сохранный капитель, а в колонне № 14 внешняя волюта капители ионического ордена отпала на глубину до 80—90 мм по радиусу. Во многих колоннах разрушены только капители.

Подобное резко отличное поведение камней одной породы, одинаково обработанных и одинаково конструктивно расположенных, может зависеть, повидимому, только от индивидуальных их свойств, химического состава и структуры, а также от степени выветрелости в месторождении. Последнее вряд ли может быть теперь проверено, на первые же некоторые указания дают химическое и микроскопическое исследования, проведенные нами в меру имевшегося в нашем распоряжении материала.

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

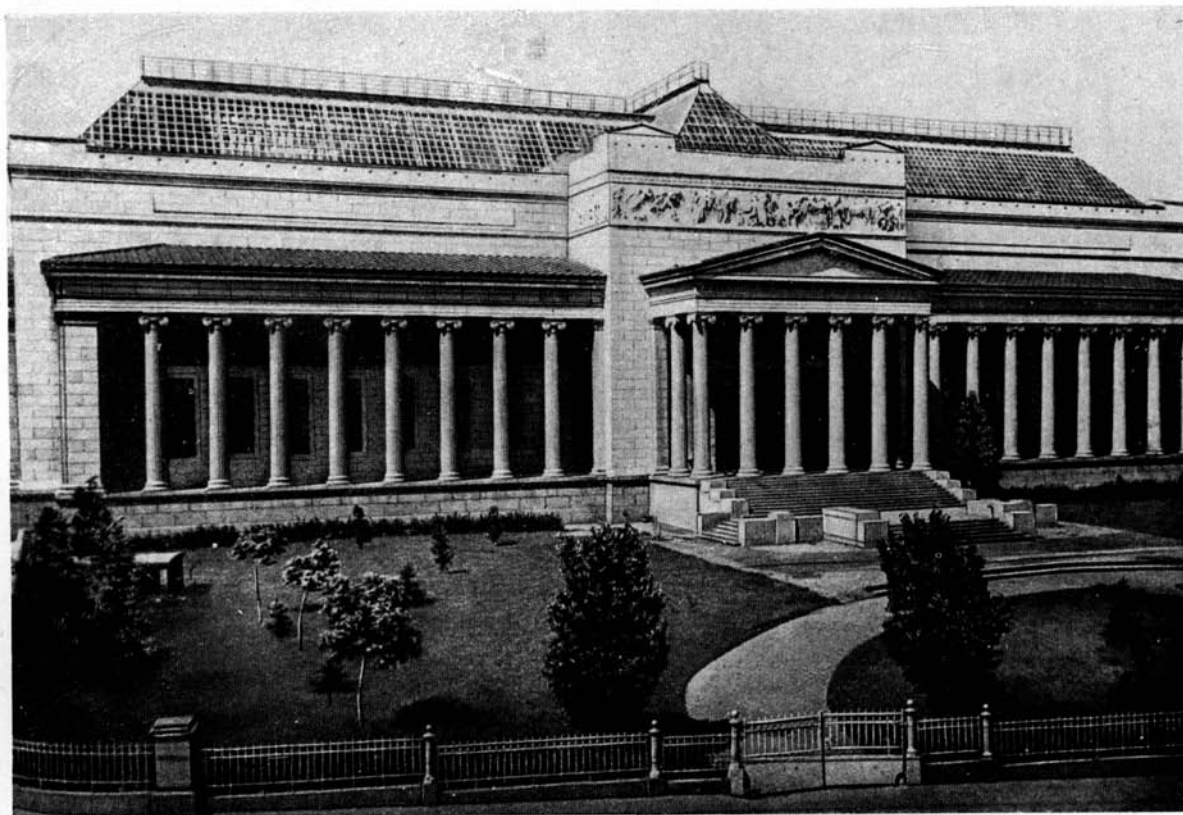
Описание произведено на крайне скудном материале, так как количество образцов для шлифов было весьма ограниченным. Все породы представляют собой доломитовый мрамор; в дальнейшем изложении мы будем называть его просто мрамором.

Образец № 5. Сравнительно свежий, белый мрамор из куска, оторванного от юго-западной стены при взрыве авиабомбы в сентябре 1941 г. Обработанная часть поверхности куска, стоявшая во внешней облицовке, бурая; поверхность же по излому менее бурая, хотя достаточно темная. Подобные, потемневшие от загрязнения, части имеют с поверхности весьма тонкую темную пленку, в свежем же изломе мрамор совершенно белый.

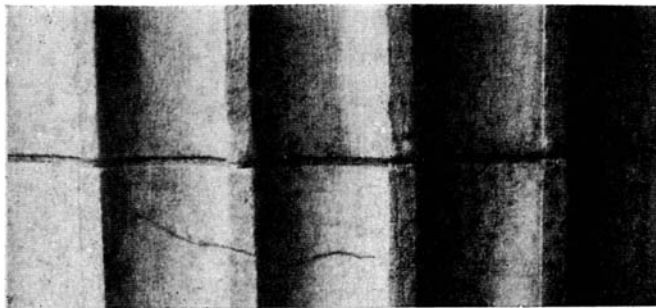
Под микроскопом неравномернозернистый мрамор мостовидной структуры с зазубренной линией сцепления зерен. В породе намечается ориентировка зерен доломита, последние имеют несколько продолговатую форму с удлинением, вытянутым в одном направлении (фиг. 5).

Средняя длина зерен 0.90 мм, средняя ширина 0.48 мм. Большинство зерен доломита полисинтетически sdвойникованы. Швы между зернами тонкие, ширина их по всей площади шлифа одинакова. Из посторонних минералов присутствуют единичные кристаллы совершенно замещенного карбонатом минерала, судя по формам в сечениях, амфибола и участки халцедона.

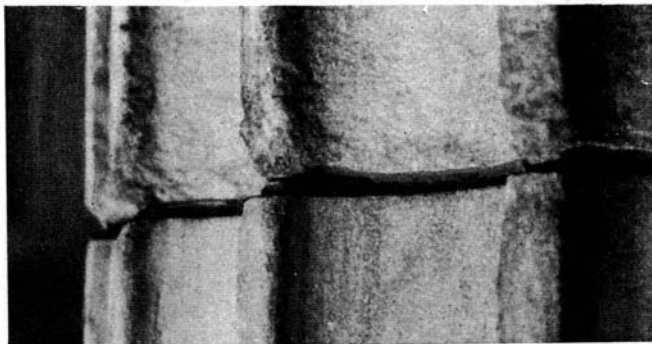
¹ Фото научн. сотр. Академии Архитектуры А. М. Орлова.



Ф и г. 1. Фасад здания Музея изобразительных искусств им. Пушкина
№№ колонн слева направо.



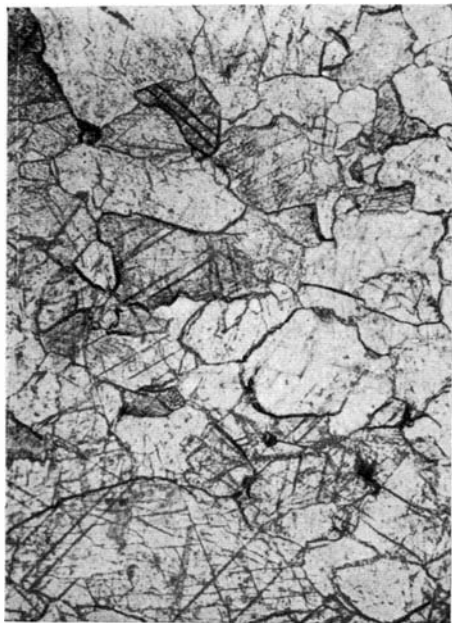
Ф и г. 2. Слабое выветривание колонны (трещины от усадки здания).



Ф и г. 3. Значительно выветрелые барабаны колонны.



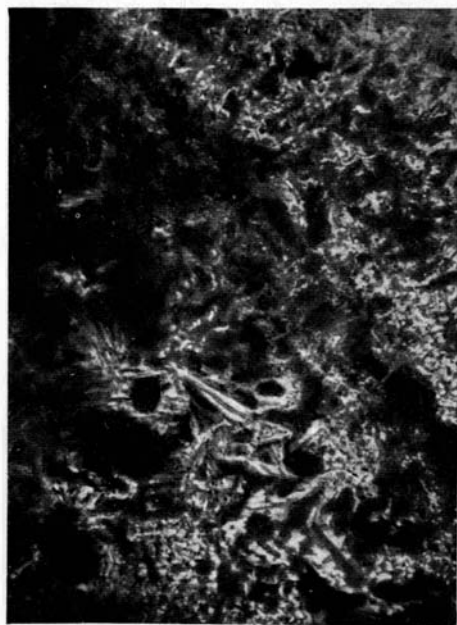
Ф и г. 4. Выветрелая поверхность барабана 15-й колонны после очистки пескоструйным аппаратом.



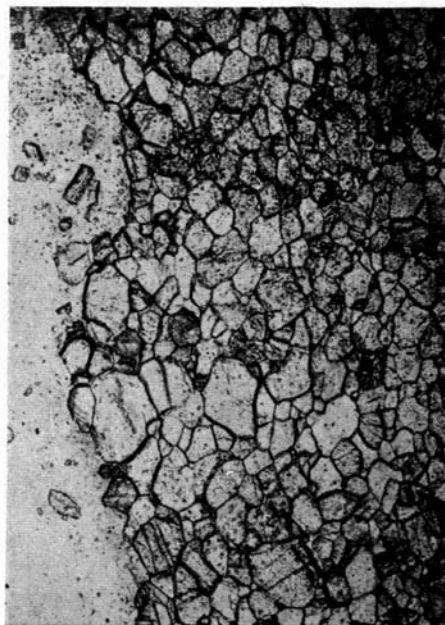
Ф и г. 5. Образец № 5. В шлифе видно
зазубренное сцепление зерен мрамора.
× 20.



Ф и г. 6. Образец № 3. В шлифе видна
темная каемка на поверхности
мрамора. × 20.



Ф и г. 7. Образец № 3. В шлифе деталь
каемки. × 40. Николи +.



Ф и г. 8. Образец № 1. В шлифе видны
расширенные и загрязненные швы меж-
ду изометричными зернами. × 20.

Образец № 4 — вынут из отпадавшего, в силу механических повреждений, участка юго-западной стены здания, от угла облицовочной плиты. Шлиф вырезан нормально к поверхности стены так, что внешние части попадают в поле зрения. Структурно этот мрамор почти полностью повторяет предыдущую породу, отличаясь от нее несколько меньшей вытянутостью зерен; характер линии сцепления зерен также зазубренный. Среднее зерно характеризуется такими размерами: длина 0.72 мм, ширина 0.54 мм.

Явления поверхностного изменения образца хотя и выражены слабо (появление шероховатости и сильное загрязнение), но под микроскопом заметны довольно отчетливо. В прилегающей к поверхности части шлифа видно окрашивание зерен грязью до глубины 0.10—0.15 мм. Трещины спайности и трещины между зернами доломита расширены и иногда загрязнены. В удалении 2—3 мм от поверхности эти явления уже не заметны.

Раздробленность зерен у внешней поверхности должна быть отнесена за счет механической обработки камня.

Образец № 3 взят из основания отпадавшей части облицовки в углу между 15-й и 17-й колоннами. Кусочек белого доломитового мрамора, покрытый коркой черного налета.

Под микроскопом среднезернистый мрамор с несколько более крупным размером зерна, чем предыдущий. Средний размер зерен 1.10 мм длины и 0.70 мм ширины. Зерна угловаты.

Шлиф изготовлен нормально к поверхности куска, притом так удачно, что поверхность сохранилась полностью. На последней, по всей ее длине, видна темная корочка от 0.06 до 0.18 мм толщины, повторяющая все неровности поверхности (фиг. 6). В кристаллах доломита под корочкой повышенной трещиноватости и загрязнения незаметно. Местами видно, что корочка состоит из двух слоев — нижнего темного, более плотного и верхнего — более перекристаллизованного. Состав слоев приблизительно одинаков.

Корочки при сильных увеличениях микроскопа показывают спутанно-волокнистую структуру. Они состоят из смен угловатых углистых частиц, единичных обломков кварца, доломита, красных обломков гематита, бесструктурных буроватых шариков, единичных органических волоконцев и более мелких обломков, микроскопически неопределимых. При сильных увеличениях микроскопа видно, что все это сцементировано волокнисто-иглолчатой массой бесцветного минерала, иглолочки которого местами ориентированы нормально к поверхности мрамора (фиг. 7). Этот минерал, судя по слабому двупреломлению (0.008) и по показателям преломления ($Ng' - 1529 \pm 0.001$, $Np' - 1519 \pm 0.001$) должен быть гипсом. В тех местах, где корочка образовалась в трещине доломита, она отодвигает тонкие пластинки последнего, вероятно, кристаллизационными силами.

Возникновение этой корочки следует приписать, вероятнее всего, смыванию и перетолжению дождевыми водами грязи и адсорбированных из городского воздуха сульфатных растворов с поверхности колонн.

Образования аналогичного типа содержатся также в некоторых слабо проветриваемых швах.

Образец № 1 взят из барабана 15-й колонны. Бесцветный мрамор, почти рыхлый, легко растирающийся между пальцами.

Место взятия этого образца показывает следы особенно значительного разрушения: части барабана, обращенные на восточные румбы, покрыты легко осыпавшимся разрыхленным слоем, местами, особенно по ребрам, толщиной до 10 мм. Выветривание хорошо выявило наличие в камне слоистости, ориентированной вертикально. Образец был взят из легко отпадавшей корки, большая его часть, однако, при взятии превратилась в песок — кусочек для изготовления шлифа был найден с трудом.

После очистки песком, как это видно на фиг. 4, вся выветрелая поверхность этого барабана покрылась ямками и выступами до 10—12 мм, обнажив сравнительно слабо тронутый выветриванием более глубокий слой мрамора.

Под микроскопом мрамор отличается от предыдущих несколько иной структурой, типично мостовидной, с закругленными очертаниями зерен доломита. Шлиф был вырезан перпендикулярно к поверхности колонны, поэтому можно наблюдать произошедшие в камне изменения структуры.

Внешняя часть отличается от более внутренней:

1) некоторым потемнением из-за попавших в трещины пылевидных темных частиц (фиг. 8);

2) расширением швов между зернами и некоторых трещин спайности;

3) редким распадением кристаллов доломита по трещинам.

Средний диаметр зерен породы около 0.30 мм. Посторонних минералов не обнаружено.

Образец № 2 — из 1-го барабана 16-й колонны. Взят в таких же условиях, как образец № 1, от которого не отличается ни внешне, ни микроскопически. Явления выветривания такие же, но выражены несколько слабее. Крупность зерен 0.32 мм.

Химическому исследованию были подвергнуты:

Образец № 5 — свежий доломит, из куска, оторванного взрывом.

Образец № 6 — порошок, соскобленный с колонны № 10 до ее очистки.

Кроме того, в образце № 1 было сделано определение содержания CaO и SO_3 . Результаты анализа сведены в табл. 1. Там же приведены анализы свежих Шишимских доломитов из карьера, заимствованные нами из книги Розанова и др. (1941).

Таблица 1

Химические анализы доломитов
(Аналитик — Н. Х. Айдиньян, Лаборатория ИГН)

№ образ- цов	Характеристика образцов и место взятия	Химический состав в %							
		не- раств. остат.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Cl	п. п. п.	сумма
1	Мелкозернистый рых- лый мрамор из раз- рушающегося бара- бана № 15	—	—	30.40	—	0.36	—	—	—
5	Свежий среднезерни- стый мрамор из кус- ка, оторванного взры- вом	0.68	0.40	29.87	22.07	0.34	нет	46.88	100.24
6	Порошок, соскобленный с поверхности не- разрушающейся ко- лонны № 10	1.48	0.56	29.27	21.93	0.41	нет	46.60	100.25
	Свежие мраморы из Шишимского карье- ра (по Розанову и др.)	0.10— —2.20	—	28.66— —30.82	19.96— —21.86	0.43— —1.31	0.02 —	45.27— —47.52	—

Из приведенной таблицы видно, что все анализируемые породы являются типичными доломитами, сходными по составу. Содержание SO_3 колеблется от 0.34% до 0.41%, т. е. практически одинаково и не повышено по сравнению со свежим мрамором.

Повидимому SO_3 , приносимый дождем из воздуха на поверхность мрамора, на последней не задерживается и, смываясь с нее, образует гипсо-

вые корочки, констатированные нами в шлифе № 3. Это явление обогащения мрамора SO_3 неоднократно наблюдалось на поверхностях выветривания и подробно описано рядом авторов (Лапин, 1940 и др.). В Вене сталактитоподобные натёки подобного же состава были обнаружены в статуях на крыше парламента, памятнике Модарту и других местах.

ВЫВОДЫ

Изучение мраморной облицовки Музея им. Пушкина после 35 лет службы показало, что степень разрушения ее различна и зависит от двух факторов.

1. От степени доступности детали агентам выветривания

а) Стены, не доступные для осадков (хотя и испытывавшие колебания температуры), не претерпевают действия замерзающей в порах воды, а потому полностью сохраняются. Изменения цвета значительные.

б) Стены, отчасти открытые для осадков и ветра, испытывают лишь глубокие изменения цвета и несут очень слабые следы выветривания.

в) Колонны, открытые и для осадков и для ветра, страдают несколько более, хотя до угрожающего состояния дошли только некоторые, наиболее выступающие детали капителей их. Изменение цвета весьма значительное.

2. От свойств самого камня

Одинаково установленные детали ведут себя по-разному, причем разница эта весьма существенна: одни из камней претерпевают лишь поверхностные изменения, другие пришли уже к разрушению.

Весьма небольшое количество произведенных нами наблюдений не позволяет сделать определенных выводов о причинах такой разницы.

а) Первой причиной, вероятно, является разница в свежести камня: блоки, взятые из более поверхностных частей карьера, т. е. несколько измененные еще до установки в колонны, выветрились быстрее. Как известно, степень свежести камня в месторождении имеет решающее значение для дальнейшего его поведения в сооружении.

б) Второй причиной, повидимому, может быть разница в характере структуры, на что указывает некоторая округлость линий сцепления зерен у более легко разрушающихся мраморов. Для подтверждения второго предположения данных у нас, однако, недостаточно.

Самый факт наличия (всего через 35 лет!) серьезных повреждений некоторых деталей, изготовленных из доброкачественного материала — шишимского мрамора, заставляет сомневаться в рациональности конструирования из мрамора выступающих деталей во внешних облицовках сооружений г. Москвы.

Здание Музея им. Пушкина — одно из немногих сооружений Москвы с хорошо установленной и точно датированной мраморной облицовкой. Систематические наблюдения над дальнейшим поведением последней представляется нам необходимым продолжать.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. Наблюдения над выветриванием строительных камней на Лазаревском кладбище Александро-Невской Лавры. Мат. КЕПС, 1923, вып. 41.
Лапин В. В. О некоторых явлениях выветривания гранита и мрамора в сооружениях. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 25.
Розанов Ю. А., Соловьев Д. В., Терсков Д. Я. Месторождения облицовочных камней в СССР. Гизместпром, 1941.

Акад. Д. С. БЕЛЯНКИН и В. В. ЛАПИН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ШЛАКОВ ОТ ВЫПЛАВКИ ВЫСОКОТИТАНИСТОГО МЕТАЛЛА

Металлургические шлаки, вообще говоря, хорошо нам известные с весьма давних пор и с давних же пор выплавляемые во все возрастающих количествах, носили до самого последнего времени, да, в сущности, носят и ныне, почти исключительно силикатный характер. Чем дальше, однако, тем больше в тех или иных новых специальных металлургических производствах нарушается это общее правило. В связи со все повышающимися требованиями к металлу, с одной стороны, со все улучшающейся техникой высокотемпературных процессов, с другой, возникают в этих производствах все новые шлаки и в том числе такие, в составе которых кремнекислота теряет не только ведущую, но — в пределе — и почти всякую роль.

Минералогическое изучение подобного рода шлаков, весьма сильно отличающихся от привычных нам доменных, мартеновских, бессемеровских и подобных им разновидностей, естественно сопряжено с большими трудностями. С ними мы встретились и в настоящем частном случае — минералогического изучения шлаков от выплавки высокотитанистого металла. В результате удалось пока осветить лишь некоторые особенности их минералогии. Намерение наше здесь, таким образом, не только сообщить о достигнутом нами, но одновременно и подчеркнуть то, что осталось еще не выясненным и требует приложения последующих исследовательских усилий. Несомненно, что дальнейшее развитие производства будет стимулировать эти усилия, а успехи этих последних — способствовать прогрессу самого производства.

Всего по настоящее время изучено нами четыре партии шлаков от выплавки высокотитанистых сплавов. Все плавки велись неизменно по алюмотермическому методу с флюсовой добавкой плавикового шпата или извести.

Оказалось при нашем исследовании, что, с одной стороны, все наши шлаки имеют определенные общие черты, а именно — основной состав их из α - и β -глинозема и из низших окислов титана, а, с другой, каждый имеет также и небольшие свои особенности, что касается преимущественно количественно-минералогических в них отношений.

Общий вид шлаков каменистый; цвет темносерый; строение пористое. Стенки пор частично покрыты характерным металлоидным налетом золотисто-желтого цвета. Химико-аналитические данные сопоставлены в нижеследующей табл. 1.

Химический состав шлаков от выплавки высокотитанистого металла
(в %)

Компоненты	1063	1154	1434	405
SiO ₂	2.04	0.18	0.56	0.80
Ti ₂ O ₃	25.79	12.42	14.30	18.29
TiO	—	13.21	6.1	2.00
Ti	—	1.34	0.13	0.11
Al ₂ O ₃	69.61	62.14	68.10	68.50
Fe ₂ O ₃	нет	1.11	—	—
FeO	0.36	0.32	—	—
Fe	—	—	0.45	1.70
CaO	1.57	1.38	7.24	1.13
Ca	0.93	0.62	0.19	2.91
MgO	0.26	0.14	3.50	3.00
MnO	не опред.	не опред.	не опред.	0.08
Щелочи	нет	K ₂ O—0.26	нет	следы
S	0.13	0.12	0.15	0.70
F	0.72	0.44	—	2.00
N	—	0.39	—	—
Металл	0.06	5.72	—	—
Сумма . .	101.47	99.79	100.72	101.22

Переходим теперь к некоторым деталям.

Шлак № 1063. Не считая следов металла, в минералогическом составе шлака содержатся:

1. Корунд, слегка желтоватый в шлифе и с несколько повышенным против нормы светопреломлением, от возможной небольшой примеси титана: $N_0 = 1.768-1.773$.

2. β -глинозем, известковистый и титансодержащий, с синим плеохроизмом, $N_0 = 1.782$, что должно отвечать приблизительно 2% Ti_2O_3 в его составе, принимая условно светопреломление Ti_2O_3 равным 2.5.

3. Непрозрачный черный в шлифе минерал, в полировке принимающий светлорозовый цвет.

4. Плавиновый шпат — изотропные бесцветные зерна.

Для определения природы третьего из этих минералов он был выделен из шлака с помощью тяжелой жидкости Клеричи и был подвергнут химическому (Р. Е. Арест-Якубович) и рентгенографическому (В. П. Бутузов) анализам. Под микроскопом определены были в выделенном порошке оставшиеся в нем все же загрязнения корундом и следами β -глинозема; общая их сумма около 10 объемных процентов.

Результаты химического анализа порошка оказались следующие: SiO₂ — 0.31%, Ti₂O₃ — 88.58, Al₂O₃ — 7.76, Fe₂O₃ — 0.50, MgO — 0.53, CaO — 1.47, нераств. 0.92, сумма 100.07%.

Розовый наш минерал, как видим, состоит из полуторной окиси титана. На микрофотографии (фиг. 1) изображены прорастания этим минералом (треугольнички) кристаллов корунда. Чаше, однако, он выделяется в виде сплошных масс, самостоятельных от корунда.

Дебаеграмма порошка на Fe-излучении дала линии, перечисленные в табл. 2.

Таким образом, черный (розовый в отраженном свете) минерал представляет собою в основном Ti_2O_3 .

Дебаеграмма выделенного из шлака № 1063 препарата полуторной окиси титана

Препарат из шлака 1063			Литературные данные для:					
№№ линий снимка	интенсив- ность I	d	Ti ₂ O ₃		корунда		β-глинозема	
			d	I	d	I	d	I
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3.60	—	—	3.43	3	—	—
2	1	2.79	—	—	2.80	2	—	—
3	4—5	2.68	2.68	s.	2.61	2	2.60	s. s.
4	4—5	2.56	2.52	s.	2.54	6	2.52	s.
5	1	2.36	—	—	2.37	4	2.42	s.
							2.37	s.
6	3—4	2.212	2.21	s. s.	2.29	4	2.14	s.
							2.03	s.
7	7	1.862	1.85	m	1.91	2	—	—
					1.76	3	—	—
					1.74	5	—	—
8	9	1.695	1.69	s.	—	—	—	—
9	1—2 (размытая)	1.634	1.676	st.	1.599	?	—	—
			1.621	s.s.	1.545	2	—	—
					1.513	5	—	—
10	6	1.510	1.488	s.	—	—	—	—
11	7	1.483	1.467	m	1.401	6	—	—
					1.374	7	—	—
12	4	1.305	1.287	s.	—	—	1.333	s. s.
13	2	1.243	1.231	s. s.	1.238	4	—	—
14	3	1.165	1.156	m	1.146	3	—	—
15	5	1.124	1.115	m	1.125	2	—	—
16	2	1.084	—	—	1.079	2	—	—
17	6	1.062	1.060	m	1.043	3	—	—

Принимая во внимание это обстоятельство и приписывая условно, по предыдущему, β-глинозему состав $\text{CaO} \cdot 6 (\text{Al}, \text{Ti})_2\text{O}_3$, мы получаем в итоге вполне достаточные данные для количественно-минералогических расчетов (табл. 3), из которых, в согласии с микроскопией, следует, что преобладает в исследуемом препарате корунд, а за ним следуют полутораксид титана и глинозема.

Следует лишь по поводу образца № 1063 и его расчетов сделать следующую оговорку. Сумма химического анализа, как видим, значительно, почти на 1.5%, превышает 100%. Указывает это, по нашему представлению, на присутствие в анализированном препарате, кроме Ti_2O_3 , также еще и TiO , образующей те золотисто-желтые пленки, которые, по предыдущему, выступают на стенках пустот в наших шлаках и одновременно облекают частично корольки оставшегося в шлаке металла. Вследствие тонкости этих пленок мы не могли изолировать их механически, при обработке же корольков 5-процентной соляной кислотой они, хотя и остались нерастворенными, но окислились до TiO_2 в виде светложелтого порошка, давшего, с одной стороны, рентгенограмму рутила, а с другой, по химическому анализу, приводимому ниже, содержание также и примеси элементов кремния, алюминия и магния: SiO_2 — 4.99, TiO_2 — 91.40, Al_2O_3 — 1.72, RO — 0.28, MgO — 1.07, CaO — следы, сумма — 99.46%. Некоторые дальнейшие детали по TiO приводятся ниже, при описании последующих наших шлаков.

Шлак № 1154. В минералогическом составе шлака в проходящем свете под микроскопом определены следующие составляющие:

Количественно-минералогический состав шлака № 1063 (в %)

Компоненты	Вес. %	Молекулярное количество	CaF ₂	CaS	β-глинозем	Корунд	Ti ₂ O ₃	Металл	Остаток
SiO ₂	2.04	0.0340	—	—	—	—	—	—	2.04
TiO ₂	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti ₂ O ₃	25.49	—	—	—	0.34	—	25.45	—	—
TiO	?	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	69.61	0.6829	—	—	16.88	52.73	—	—	—
FeO	0.36	—	—	—	—	—	—	—	0.36
MgO	0.26	0.0065	—	—	—	—	—	—	0.26
CaO	1.57	0.0280	—	—	1.57	—	—	—	—
Ca	0.93	0.0231	0.76	0.17	—	—	—	—	—
F	0.72	0.0372	0.72	—	—	—	—	—	—
S	0.13	0.0041	—	0.13	—	—	—	—	—
Na ₂ O	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
Металл	0.06	—	—	—	—	—	—	0.06	—
Сумма . .	101.47	—	1.48	0.30	18.79	52.73	25.45	0.06	2.66

1. Корунд, слегка желтоватый и с несколько повышенным против нормы [нами установлено (1941) для чистого синтетического корунда $N_0 = 1.765$] светопреломлением: $N_0 = 1.771$, отвечающим, повидимому, весьма небольшой в нем примеси Ti_2O_3 .

2. β-глинозем. Синий, плеохроичный, как и в образце № 1063, и также с значительно повышенным $N_0 = 1.775 \pm 0.004$, отвечающим приблизительно 1% примеси Ti_2O_3 .

3. Плавиновый шпат.

4. Непрозрачная минеральная часть. В полированном шлифе, в отраженном свете, эта последняя, в противоположность предыдущему случаю, оказалась неоднородной, состоящей, с одной стороны, из светлорозовой Ti_2O_3 , а с другой — из светложелтых и сильнее светопреломляющих выделений, которым мы приписали вначале природу нитрида TiN , также светложелтого по Беннистеру. Однако, когда оказалось, что, согласно химическому анализу, в образце № 1154 содержится всего лишь 0.39% азота, что отвечает меньше, чем 2% нитрида титана, тогда как подсчет под микроскопом в полированном шлифе дал для светложелтых выделений цифру 15%, пришлось принять преобладающую часть светложелтой массы за TiO в соответствии с данными Девилла и Шретера (Dawihl u. Schröter, 1937), синтезировавших это вещество, также светложелтого цвета, путем обжига в высоком вакууме тесной смеси двуокиси и металлического титана.¹ На микрофотографии (фиг. 2) показано, таким образом, совместное присутствие в полированном шлифе из № 1154 трех минералов: Ti_2O_3 , TiO и металлического титана. Здесь видны: 1) промежуточная между Ti_2O_3 и Ti отражательная способность TiO , и 2) нечеткая изорванная граница между Ti_2O_3 и TiO , характерная для резорбционных отношений. На микрофотографии (фиг. 3) представлены капельки металла и закись, его облекающая, и более четкие границы между ними.

¹ Ср. также Ehrlich, 1939: TiO — бронзово-желтый, металлический в изломе, как и в нашем случае.

Химический анализ образца № 1154 был следующим путем рассчитан на перечисленные только что минералы.

1. По химическому фтору вычислен плавиновый шпат, а сера соединена с кальцием для образования ольдгамита, хотя последний и не мог быть уловлен микроскопически.

2. Цифра для нитрида титана принята в соответствии с аналитическим азотом.

3. Объемное содержание светложелтой массы, подсчитанное под микроскопом (15%), распределено между нитридом и остаточной закисью титана.

4. Для определения количества β -глинозема послужила аналитическая цифра CaO , причем последнему придана формула $\text{CaO} \cdot 6\text{Al}_2\text{O}_3$, осложненная заменой небольшой части Al_2O_3 на Ti_2O_3 , согласно светопреломлению минерала.

5. После вычета указанного только что небольшого процента Ti_2O_3 из суммарного аналитического количества, вся остальная масса Ti_2O_3 показана в виде свободного светлорозового минерала.

Итоги вычислений, как они фигурируют в табл. 4, несмотря на некоторую их условность, достаточно хорошо отражают истинную минералогию данного шлака.

Таблица 4

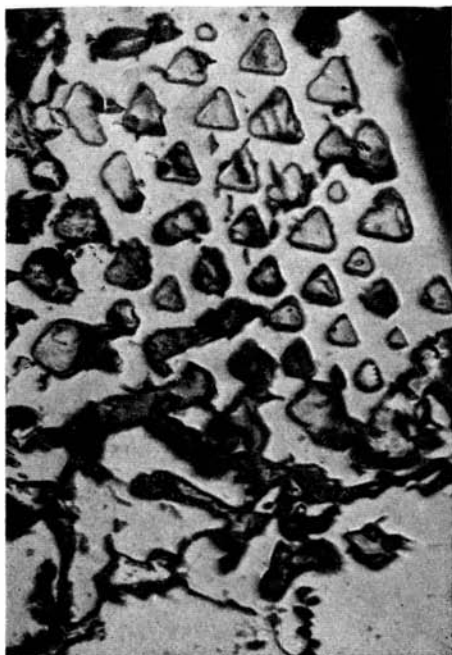
Количественно-минералогический состав шлака № 1154 (в %)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Металл	Плавиновый шпат CaF_2	Ольдгамит CaS	Нитрид титана TiN	β -глинозем $\text{CaO} \cdot 6(\text{Al}, \text{Ti})_2\text{O}_3$	Полугорючий TiO	Одноокись титана Ti_2O_3	Шпинель $(\text{MgFe}) \cdot \text{O} \cdot \text{R}_2\text{O}$	Корунд	Остаток
SiO_2	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.18
Ti_2O_3	12.42	—	—	—	—	—	0.16	12.26	—	—	—	—
TiO	13.21	—	—	—	—	—	—	—	13.21	—	—	—
Ti	1.34	—	—	—	—	1.34*	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	62.14	0.6030	—	—	—	—	14.88	—	—	0.07	47.19	—
R_2O_3	1.11	—	—	—	—	—	—	—	—	1.11	—	—
FeO	0.32	0.0045	—	—	—	—	—	—	—	0.32	—	—
CaO	1.38	0.0246	—	—	—	—	1.38	—	—	—	—	—
Ca	0.62	—	—	0.47	0.15	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0.14	0.0035	—	—	—	—	—	—	—	0.14	—	—
Щелочи	0.26	0.0028	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.26
S	0.12	0.0037	—	—	0.12	—	—	—	—	—	—	—
F	0.44	0.0232	—	0.44	—	—	—	—	—	—	—	—
N	0.39	0.0279	—	—	—	0.39	—	—	—	—	—	—
Металл	5.72	—	5.72	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.79	—	5.72	0.91	0.27	1.73	16.42	12.26	13.21	1.64	47.19	0.44

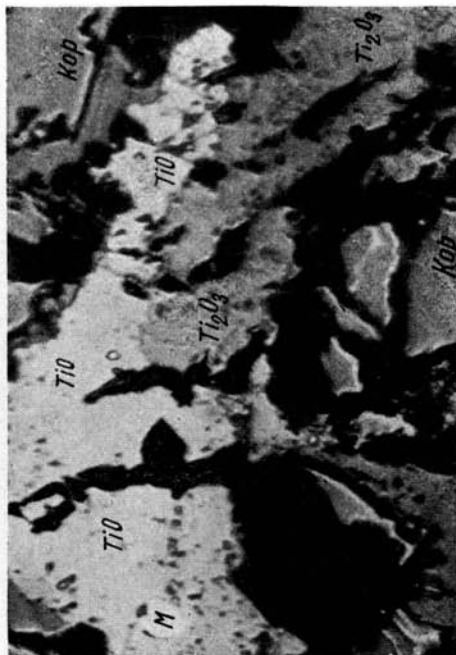
* Ti — 1.34% эквивалентно TiO — 1.79%; прибавляя сюда 13.21% TiO в форме свободной одноокиси титана, получаем 15% золотисто-желтой массы, подсчитанной под микроскопом (см. текст).

Шлак № 1434. В табл. 5 приведены соответственные количественно-минералогические подсчеты под микроскопом, с пересчетом объемных процентов на весовые.

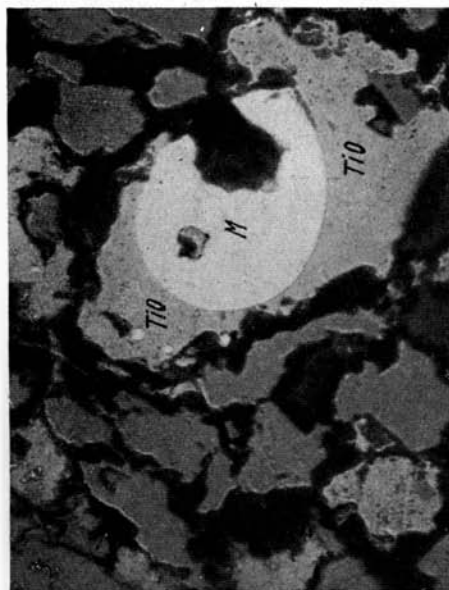
Резко преобладает здесь, как видим, β -глинозем. Характерно, одновременно с тем, и чрезвычайно высокое его светопреломление, обычно $N_0 = 1.799 \pm 0.002$, $N_e = 1.786$, а в некоторых зернах до 1.805 ± 0.005 , что мы приписываем еще большему, чем в шлаках № 1063 и № 1154, концентрациям Ti_2O_3 в твердом растворе минерала. В известном согласии



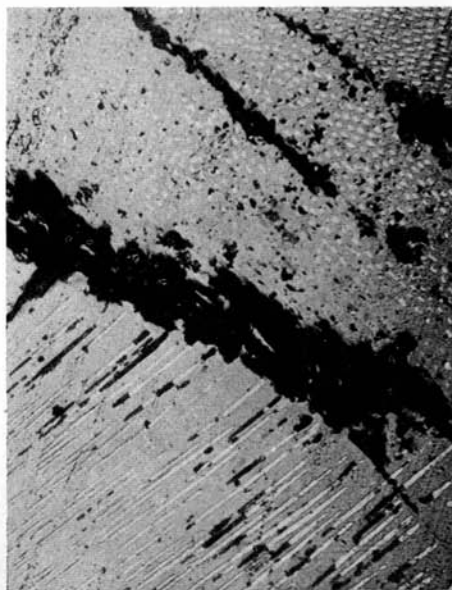
Ф и г. 1. Треугольные вrostки полутороакиси титана в корунде в шлаке № 1063. Черные участки — выщерблинки в шлифе. Отраженный свет. $\times 550$.



Ф и г. 2. Взаимоотношения металла (М), закиси (TiO) и полутороакиси (Ti_2O_3) титана. Серые зерна корунда (кор). Черные участки — выщерблинки в шлифе. Шлак № 1154. Отраженный свет. $\times 720$.



Ф и г. 3. Капля металла (М) с обволакивающей ее закисью титана (TiO) в шлаке № 1154. Черные участки — выщерблинки в шлифе. Отраженный свет. $\times 420$.



Ф и г. 4. Характер вrostков закиси титана (белые на снимке) в известковом β -глиноземе (общий светлый фон). Черное — выщербленные при шлифовке участки шлифа. Шлак № 1434. Отраженный свет. $\times 110$

**Количественно-минералогический состав
шлака № 1434
(по данным микроскопии)**

Минералы	Объемн. %	Уд. вес	Вес. %
β-глинозем	85	4	83.2
Корунд	6	4	5.8
Ti ₂ O ₃	3	4.5	3.3
TiO	5	5	6.1
Металл	1	7	1.6

с таким заключением находится и аналитическая цифра Ti₂O₃, значительно превосходящая микроскопическую для свободного розового минерала этого состава. TiO в анализ перенесена из микроскопического подсчета. Взаимоотношения TiO и β-глинозема в микроструктуре шлака № 1434 представлены на фиг. 4.

От дальнейших сопоставлений микроскопии и химического анализа, к сожалению, приходится отказаться, так как 3.50 аналитических процента окиси магния совершенно не находят себе места в нормальном составе определенных под микроскопом минералов шлака.

Шлак № 405. Химический анализ этого шлака, как он фигурирует в табл. 1, показывает большое сходство его в этом отношении с предыдущим шлаком № 1434. Если не считать фтора и серы, почти отсутствующих в шлаке № 1434, то в остальном более или менее существенная разница заключается лишь в меньшем содержании в данном случае извести: 1.13% вместо 7.24% в шлаке № 1434. Обстоятельство это сопровождается, естественным образом, и меньшим процентом β-глинозема в шлаке № 405, притом и с меньшим его светопреломлением (меньше Ti₂O₃ в его составе). Правда, вследствие пористости последнего шлака, нам не удалось изготовить из него достаточно высококачественного полированного шлифа для уверенного количественно-минералогического подсчета; тем не менее ориентировочно, хотя и в довольно плохом аншлифе, определилось в данном случае около 50% корунда и не больше 20% β-глинозема. Светопреломление первого N₀ = 1.770, светопреломление второго N₀ = 1.787. Превышение суммы химического анализа против 100% на 1.22% мы относим, как и в шлаке 1063, за счет присутствия одноокиси титана, действительно в заметных количествах наблюдаемой в полированном шлифе под микроскопом.

Значительное содержание в анализе MgO, как и в предыдущем случае, не нашло специального отражения в микроскопии препарата.

Заканчивая на этом небольшое наше исследование, мы не можем не отметить еще раз известного в нем нашего, хотя и неполного, успеха в расширении наших данных по петрографии технических каменных продуктов. Кроме TiO₂, единственного свободного титанистого окисла горных пород, здесь установлены также и свободные низшие окислы этого элемента: Ti₂O₃ и TiO.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Лапин В. В. и Шумило Н. М. Новые данные по оптике и химии корундов. ДАН СССР, 1941, **30**, № 8, 733—736.
 Dawidl W. u. Schröter K. Über Herstellung und Eigenschaften von Titanmonoxyd. Zs. anorg. u. allgem. Chem., 1937, **233**, H. 2, 178—183.
 Ehrlich P. Phasenverhältnisse und magnetisches Verhalten im System Titan (Sauerstoff). Zs. Electrochem. u. angew. physik. Chem., 1939, **45**, № 5, 362—370.

Ю. А. РОЗАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН и И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ
ГОРНЫХ ПОРОД

Эксперименты по деформации карбонатных горных пород в условиях высокого всестороннего сжатия производились Лабораторией исследований физико-механических свойств горных пород и отделом тектоники Института геологических наук СССР в 1948 г.

В отличие от недавно проведенной нами работы по деформации гипсов, результаты которой опубликованы в отдельной статье (Косыгин и др., 1949), при исследовании карбонатных пород мы имели в виду не моделирование слоистого комплекса и его тектонических нарушений, а исследование изменений внутренней структуры породы в процессе пластической деформации.

Опыты по деформации карбонатных пород и минералов проводились ранее рядом исследователей (Ф. Адамс, Беккер, Айд, Григгс, Бриджмен, Штернберг и др.), которые в большинстве случаев ограничивались чисто внешним описанием деформации образцов. Только Григгсом (Griggs, 1940) были начаты исследования изменений внутренней структуры пород. Эти исследования свелись к чисто формальному рассмотрению нескольких диаграмм ориентировки.

Наши исследования показали, что детальное изучение в прозрачных шлифах под микроскопом карбонатных пород, деформированных в условиях всестороннего сжатия, позволит получить важные данные для истолкования некоторых природных геологических явлений.

УСЛОВИЯ ОПЫТОВ

Эксперименты проводились в основном с образцами мрамора Прохорова-Баландинского месторождения (каменноугольные отложения восточного склона Южного Урала). Образцы изготовлялись в виде цилиндров диаметром 14.2—14.9 мм и длиной 25—27 мм. Поверхность образцов была тонкошлифованной.

Исходным материалом являлся мрамор, представляющий собой агрегат сдвойникованных зерен кальцита размером 0.10—0.50 мм, с редкими более крупными зернами. Иногда встречаются округлые зернышки кварца (фиг. 1).

Удельный вес мрамора — 2.72, объемный вес — 2.68, пористость 1.5%, временное сопротивление сжатию около 1200—1500 кг/см².



Ф и г. 1. Микроструктура исходного материала. Мрамор Прохорово- Баландинского месторождения. Николи ||, $\times 50$.



Ф и г. 2. Внешний вид исходного и деформированных образцов.

При экспериментах образцы мрамора упаковывались в цилиндрические стальные формы с поршнями, через которые передавались на образец усилия от гидравлического пресса мощностью 300 т.

Применялись формочки двух типов: 1) сплошные, с равномерной толщиной стенок, и 2) точеные, со стенками более тонкими в средней части. Толщина стенок этой тонкой части составляла 2,5 мм. Предварительно наблюдениями было установлено, что деформация стенок точеных формочек под влиянием давления изнутри начиналась приблизительно при 12000 кг общей нагрузки на поршни, что соответствовало давлению в 6800 кг/см^2 . Эксперименты проводились при нагрузках от 10500 кг до 21100 кг, что соответствовало давлению на образец от 6820 до 13260 кг/см^2 .

Были проведены также эксперименты в формочках с большей толщиной стенок в средней части — около 5 мм.

Нами был применен новый способ упаковки образцов, позволивший вести испытания с водонасыщенными образцами.

Предварительно нагретая формочка с вставленным поршнем заполнялась примерно на одну треть расплавленным сплавом висмута, олова, свинца и кадмия (сплавом Вуда) при $t = 70\text{—}75^\circ\text{C}$. Образец, предварительно кипятившийся в воде около 2 часов и имевший температуру несколько ниже 80° , погружался в формочку и продавливался через жидкий сплав до соприкосновения с нижним поршнем. Затем вставлялся верхний поршень, также нагретый до температуры около 100° , и продвигался вниз до плотного соприкосновения с верхней поверхностью образца. При этом часть сплава выжималась между стенками формочки и верхним поршнем, а основная его масса заполняла все пустоты между стенками камеры (формочки) и образцом, давая после остывания весьма плотную упаковку.

Длительность отдельных экспериментов составляла от 25 до 280 минут. Эксперименты велись при комнатной температуре.

Помимо экспериментов с мрамором, было проведено несколько опытов с доломитами Дубенского месторождения (подольский горизонт среднего карбона Подмосковья). Условия эксперимента были те же.

ВНЕШНЯЯ ДЕФОРМАЦИЯ ОБРАЗЦОВ

Во всех проведенных экспериментах были получены вполне однозначные результаты. Они сводятся в основном к следующему:

1. Во всех без исключения случаях было получено изменение формы образцов. Эти изменения выражались в укорочении образцов по их оси и увеличении диаметра их средней части. Характер деформации виден на фиг. 2, на которой слева изображен образец до деформации, а справа от него расположены три образца после деформаций, вызванных приложением нагрузок в 15500, 16000 и 18250 кг.

2. Деформация во всех случаях выражалась в пластическом течении образца, в средней его части, расположенной против тонкой части формочки. Как видно из табл. 1, в которой приведены полные данные лишь по экспериментам, прошедшим вполне нормально (без разрывов формочек, заклинки или перекосов поршней и при отсутствии дефектов упаковки), укорочение образцов составляло от 2,5 до 42%, а увеличение диаметров в средней части от 7,1 до 57%. Построенные нами диаграммы зависимости укорочения образца от нагрузки (фиг. 3) и увеличения диаметра образца от нагрузки (фиг. 4) представлены отрезками прямых линий и, следовательно, показывают, что в интервале применявшихся нагрузок деформации прямо пропорциональны приложенным усилиям.

Продолжая прямые, выражающие зависимость деформаций от усилий, влево до пересечения с осью ординат, находим примерную величину

Данные по испытаниям отдельных образцов

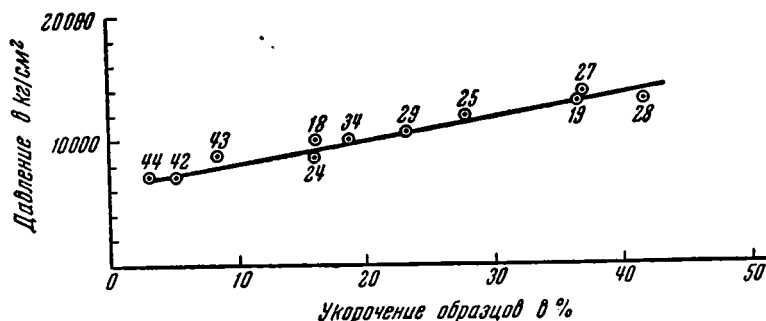
№№ пп.	№ эксперимента	№№ образцов	Начальные размеры в мм		Конечные размеры в мм		Укорочение дли- ны образца в %	Увеличение диа- метра в %	Общая нагрузка в кг	Давление в кг/см²	Длительность экс- перимента в мин.	Примечание
			длина	диаметр	длина	диаметр						
А. Мрамор Прохорово-Баландинский												
1	18	203/12	25.54	14.30	21.45	18.15	16.0	26.9	15 500	9 660	45	Толщина стенок фор- мочки в наиболее тонкой части 2.5 мм То же » » » » » » » » » » » » » » » »
2	19	203/3	25.10	14.50	15.60	21.30	37.0	47.1	20 000	12 120	60	
3	24	203/14	24.30	14.40	20.40	17.65	16.0	22.5	13 200	8 110	35	
4	25	203/9	26.16	14.40	18.70	20.50	28.5	42.3	18 250	11 210	30	
5	27	203/16	25.65	14.20	16.00	22.30	37.5	57.0	21 100	13 260	20	
6	28	203/15	25.25	14.30	14.60	22.20	42.0	55.2	19 500	12 150	87	
7	34	203/23	26.30	14.50	21.45	18.15	18.4	25.1	16 000	9 700	283	
8	42	203/20	26.40	14.60	25.00	15.90	5.3	8.9	11 600	6 990	40	
9	43	203/22	27.10	14.65	24.80	16.70	8.5	14.0	14 500	8 610	55	
10	44	203/21	25.20	14.00	24.60	15.00	2.5	7.1	10 500	6 820	55	

Б. Доломит Дубенский

11	29	75/1	23.65	14.65	17.65	19.60	25.3	20.1	16 100	9 850	25	» » » »
12	30	75/2	26.75	14.50	20.50	19.00	23.3	17.2	16 300	9 870	22	

В. Мрамор Прохорово-Баландинский

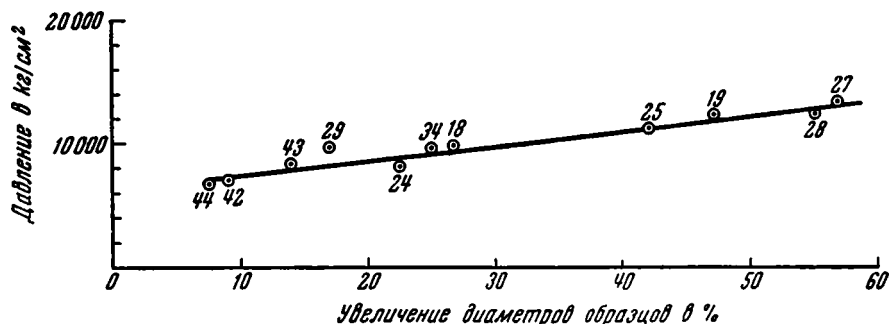
13	9	203/8	27.08	14.40	20.75	17.65	23.4	22.5	40 000	—	45	Толщина стенок 5 мм То же
14	14	203/2	25.50	14.55	21.01	17.60	17.2	20.9	36 500	—	55	



Ф и г. 3. Диаграмма зависимости укорочения образца от нагрузки.

давления, при котором должно было начаться течение породы в условиях наших экспериментов. Давление это оказывается равным 6000—6500 кг/см²— цифра, близко согласующаяся с полученными опытными данными о начале деформации тонких частей стенок формочек при 6800 кг/см². До

начала деформации тонких частей стенок формочек материал образца не может перемещаться в боковом направлении; внутри формочек преобладающим является всестороннее сжатие. К началу деформации стенок оно достигает максимальной величины, оцениваемой для формочек с толщиной стенок в 2.5 мм цифрой около 6000 кг/см^2 . Дальнейшее увеличение нагрузки на поршни формочки создает направленное давление, величина которого в наших экспериментах при толщине стенок в 2.5 мм достигала максимумом 7000 кг/см^2 .



Ф и г. 4. Диаграмма зависимости увеличения диаметра образца от нагрузки.

ИЗМЕНЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМАЦИИ

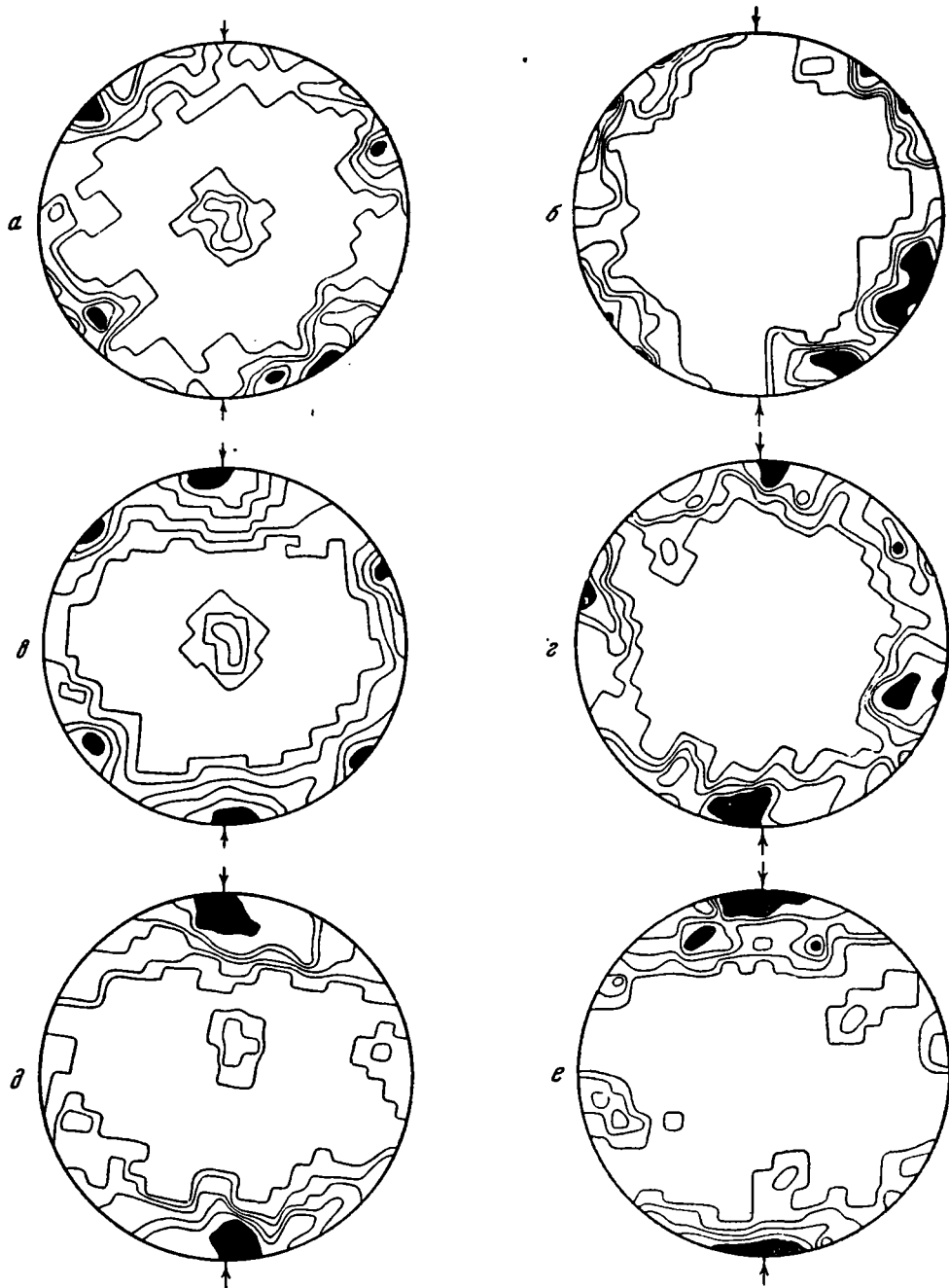
Структура деформированных образцов исследовалась под микроскопом, причем, помимо описания шлифов, составлялись диаграммы ориентировок оптических осей и плоскостей трансляции (фиг. 5). Исходный образец Прохорова-Баландинского мрамора состоял преимущественно из зерен кальцита, размерами 0.10—0.50 мм, изометрических очертаний, местами лапчато срастающихся друг с другом. В мраморе встречаются единичные зерна кварца и листочки бесцветной слюды. Структура породы типичная гранобластическая. Почти все зерна кальцита имеют хорошо выраженные полисинтетические двойники.

Диаграмма ориентировок для оптических осей показывает в общем бессистемное расположение максимумов и сильное рассеивание точек, соответствующих выходам осей. Такое же сильное рассеивание точек наблюдается и для плоскостей «е» (плоскостей трансляции). Характерно, что по длинной оси образца (направлению последующего давления) наблюдается минимум для нормалей к «е» (плоскостям трансляции). Иными словами, в исходном образце отсутствуют плоскости трансляции, перпендикулярные направлению последующего давления (фиг. 5, а и б).

В деформированных образцах наблюдаются изменения внутренней структуры, усиливающиеся по мере возрастания приложенного усилия.

Образец, деформированный при нагрузке 6900 кг/см^2 (6500 — 6800 кг/см^2 всестороннего сжатия и 100 — 400 кг/см^2 ориентированного напряжения), в шлифе не обнаруживал ясно различимых изменений по сравнению с исходным образцом. Тем не менее, на диаграмме ориентировок плоскостей «е» отчетливо намечается новый максимум, соответствующий системам трансляционных плоскостей, перпендикулярных оси образца (направлению ориентированного усилия). Наблюдающиеся в исходном образце максимумы частично сохраняются (фиг. 5, в и г).

Образцы, деформированные при нагрузке 8100 кг/см^2 и 9660 кг/см^2 (1300 — 3100 кг/см^2 ориентированного напряжения при том же всесторон-



Фиг. 5. Диаграммы ориентировки оптических осей и плоскостей трансляции (плоскостей «е»). Стрелки на всех диаграммах показывают положение оси образца (направление сжатия).

a — исходный образец; ориентировка выходов оптических осей; *б* — исходный образец; ориентировка нормалей к плоскостям «е»; *в* — образец, подвергшийся сжатию при 6900 кг/см²; ориентировка оптических осей; *г* — то же; ориентировка нормалей к плоскостям «е»; *д* — образец, подвергшийся сжатию при 13 260 кг/см²; ориентировка оптических осей; *е* — то же; ориентировка нормалей к плоскостям «е».

нем сжатия, что и в предыдущем образце, увеличение диаметра образца на 22.5—26.9%), в шлифах обнаруживают характер зернистости (размер и расположение зерен), несколько отличающийся от исходного образца (фиг. 6). Структура породы становится неравномернозернистой; наряду с зернами той же величины, что в исходном образце, появляются мелкозернистые скопления, распределенные в общем в породе равномерно.

В шлифах обнаруживаются системы трещин, выраженные недостаточно отчетливо. Развита только трещины, расположенные диагонально по отношению к оси образца; трещины эти — короткие, прерывающиеся, неровные; они частью рассекают, частью огибают зерна кальцита.

В образце, деформированном при нагрузке 11210 кг/см^2 ($4400—4700 \text{ кг/см}^2$ ориентированного напряжения, увеличение диаметра образца на 42.3%), в шлифе хорошо заметно некоторое удлинение зерен в направлении, перпендикулярном оси образца (направлением ориентированного усилия), не превышающее 1 : 1.5. Иными словами, в данном образце намечается сланцеватость. Двойники наблюдаются отчетливо в большинстве зерен, но не во всех, как в исходном образце. Диаграмма ориентировки выходов оптических осей обнаруживает один отчетливый максимум, хотя общее рассеивание точек на диаграмме дает несколько усложненные очертания их полярного распределения; максимум диаграммы строго соответствует направлению приложенного усилия. Диаграмма для «е» (все видимые) дает три максимума — один совпадающий с направлением нагрузки, два других располагаются под углом 60° друг к другу и соответствуют, повидимому, плоскостям ромбоэдра. Эти плоскости расположены сходно с тем, как это отмечено Э. Кнопф (Griggs, 1940), изучавшей юлийский мрамор, тогда как главный максимум, совпадающий с напряжением нагрузки, ею не отмечался. Этот максимум соответствует плоскостям трансляции, перпендикулярным оси образца (ось укорочения) и, следовательно, совпадающим со сланцеватостью.

В шлифе обнаруживаются, помимо диагонально расположенных трещин, также короткие и не ясно выраженные редкие поперечные (перпендикулярные сланцеватости) трещины и трещины по сланцеватости.

В образце, деформированном при нагрузке 13260 кг/см^2 ($6500—6800 \text{ кг/см}^2$ всестороннего сжатия и $6500—6800 \text{ кг/см}^2$ ориентированного напряжения, увеличение диаметра образца на 57%), наблюдается сравнительно мелкозернистое сложение и отчетливо выраженная сланцеватость, проявляющаяся в удлинении зерен в направлении, перпендикулярном оси образца (от 1 : 3 до 1 : 10) и одновременном погасании большинства этих зерен при вращении столика микроскопа (фиг. 7). Многие зерна кальцита имеют остроугольные очертания, обремененные трещинами, густой сетью рассекающим породу. Двойники за немногими исключениями в породе отсутствуют, и трансляция не проявляется. На ряде образцов прослеживается постепенное исчезновение двойников с возрастанием нагрузки: так, при нагрузке 11210 кг/см^2 исчезли лишь немногие двойники, при 12150 кг/см^2 в породе двойники наблюдались лишь в 30% зерен и, наконец, при 13260 кг/см^2 — двойников почти не обнаруживается.

На диаграммах ориентировки (фиг. 5, *д* и *е*) сланцеватость отражена в виде отчетливого максимума в направлении, параллельном давлению для оптических осей и в виде максимума, отвечающего перпендикулярному в отношении давления положению плоскостей «е» на соответствующей диаграмме.

В породе наблюдаются три системы трещин — диагональные, поперечные и трещины по сланцеватости.

Наиболее распространены и отчетливо выражены диагональные трещины; они прослеживаются на значительные расстояния, иногда почти через весь шлиф. Трещины образуют две взаимно перпендикулярные си-

стемы, наклоненные к сланцеватости под углами 44—47° с отклонениями в отдельных случаях в пределах 37—54°. Расстояние между трещинами 0.3—0.8 мм. Вдоль трещин кальцит тонко раздроблен и превращен в пелитоморфную массу. Мощность зон тонко измельченного кальцита вдоль наиболее крупных трещин достигает 0.2 мм. Таким образом, в рассматриваемом образце скопления раздробленного кальцита обнаруживают зональное распространение и приуроченность к трещинам, тогда как при нагрузках 8100—9660 кг/см² раздробленный кальцит располагался участками по всей породе. Наблюдается, что отдельные удлиненные зерна кальцита пересечены диагональными трещинами с очень небольшими смещениями по ним.

Поперечные трещины (перпендикулярные сланцеватости) слабо развиты и встречаются сравнительно редко. Некоторые из них представляют короткие (0.5—1.5 мм) трещины, затухающие в обе стороны; трещины эти обладают неровными зазубренно-волнистыми очертаниями; некоторые зерна кальцита пересекаются, а некоторые огибаются ими. По положению и очертаниям трещины эти являются типичными трещинами растяжения; однако они не зияют, что, очевидно, связано с проявлением пластичности материала при высоком всестороннем сжатии. Некоторые поперечные трещины не затухают, а продолжают в виде диагональных трещин.

Трещины, идущие по сланцеватости, хорошо проявляются только в местах разрушения шлифа; они слегка извилисты и повторяют контуры зерен. Наличие этой системы трещин свидетельствует о способности породы сравнительно легко раскалываться по сланцеватости.

В рассматриваемом образце наблюдается новый тип деформаций зерен кальцита, не отмечавшихся при сравнительно низком сжатии и едва наметившихся при нагрузке 12 150 кг/см². Помимо удлинения наблюдается изгибание удлиненных зерен в направлении сланцеватости. Изгибы зерен, обращенные то вверх, то вниз, являются как бы фрагментами гофрировки, поперечной к сланцеватости. Изгибы зерен кальцита сопровождаются искривлением плоскостей спайности.

Перпендикулярная сланцеватости система трещин спайности образует веер, расходящийся к выпуклой стороне изгиба. Параллельная сланцеватости система в некоторых случаях повторяет изгибы зерен.

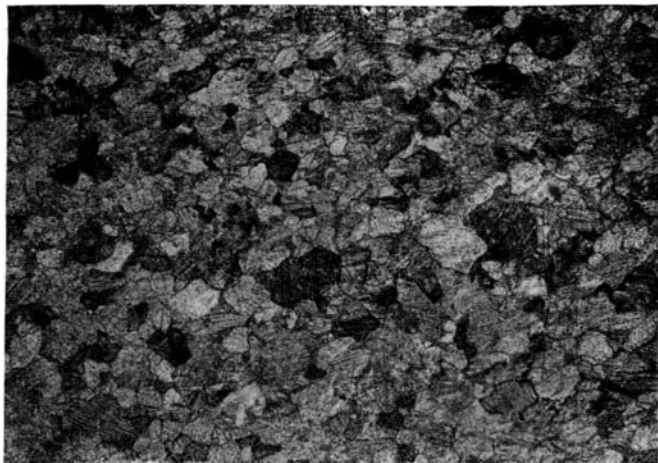
В тех зернах, где наблюдается изгиб плоскостей спайности, устанавливается отчетливое волнистое погасание, с которым не связано дополнительных перемещений по каким-либо видимым плоскостям.

В том случае, когда образец подвергался только всестороннему сжатию, явлений возникновения ориентированной структуры не наблюдалось. Количество двойников в породе, подвергшейся всестороннему сжатию, существенно не отличалось от количества их в исходной породе. Более или менее отчетливо проявлялся лишь катаклаз части зерен (фиг. 8).

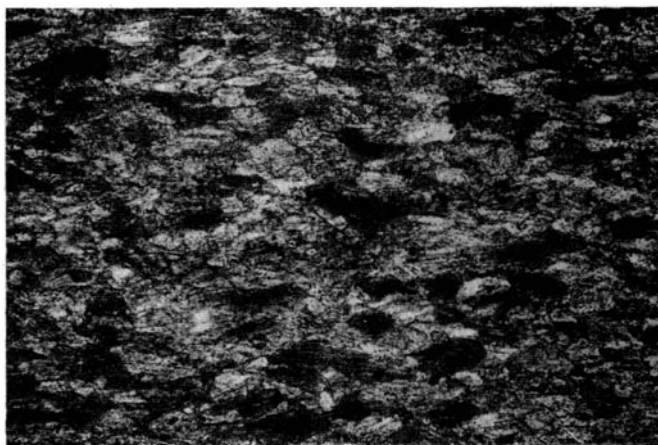
В проведенных экспериментах наблюдались явления, весьма сходные с природными. Ограничимся одним показательным примером.

Нами был изучен в шлифе сильно деформированный в природных условиях образец фаменского известняка из зоны Джалаирского надвига в Карагандинской области.

Деформированный кальцит в этой породе образует резко удлиненные в одном направлении зерна, определяющие своим расположением сланцеватость. Зерна кальцита в отдельных участках породы образуют изогнутия, ориентированные перпендикулярно сланцеватости, местами приобретающие характер поперечной гофрировки. Зерна кальцита в деформированной породе совершенно лишены двойников, тогда как они хорошо наблюдаются в агрегатах кальцита, цементирующих участки деформированной породы.



Ф и г. 6. Микроструктура образца, подвергнутого воздействию высоких давлений. Всестороннее сжатие ~ 6500 кг/см²; направленное давление ~ 3500 кг/см². Мрамор Прохорово-Баландинский. Николи ||, $\times 50$.



Ф и г. 7. Микроструктура образца, подвергнутого воздействию высоких давлений. Всестороннее сжатие ~ 6500 кг/см², направленное давление ~ 7000 кг/см². Мрамор Прохорово-Баландинский. Николи ||, $\times 50$.



Ф и г. 8. Микроструктура образца, подвергнутого только всестороннему сжатию, равному ~ 14000 кг/см². Мрамор Прохорово-Баландинский. Николи ||, $\times 50$.

Проведенные эксперименты дают возможность проследить процесс деформации мрамора при возрастающих ориентированных напряжениях в условиях высокого всестороннего сжатия, соответствующих природным геологическим условиям деформации карбонатных пород на значительной глубине.

В экспериментах было достигнуто всестороннее сжатие порядка 6500—6800 кг/см², причем дальнейшее повышение нагрузки создавало ориентированное напряжение. Всестороннее сжатие лишь определяло обстановку деформаций, а за счет ориентированного напряжения протекала сама деформация, внешне выражавшаяся в укорочении образца вдоль его оси и значительном боковом расширении деформируемого цилиндра. Получавшаяся деформация в целом являлась пластической, поскольку образец плавно (без видимых разрывов) и необратимо изменял свою форму.

Исследование внутренней структуры мрамора, подвергавшегося воздействию различных нагрузок, позволило осветить механизм этой пластической деформации, ход которой сопровождался следующими явлениями:

а) Трансляция по плоскостям, перпендикулярным направлению нагрузки (оси укорочения образца), появляется при самых незначительных ориентированных напряжениях (100—400 кг/см²) в условиях всестороннего сжатия. Указанная трансляция отчетливо намечается на диаграмме ориентировки плоскостей «е» при всех нагрузках от 6900 до 11 210 кг/см².

б) Позднее (при нагрузке 8100—9660 кг/см² и при ориентированных напряжениях 1300—3100 кг/см²) в шлифах можно обнаружить мелкозернистые скопления кальцита, равномерно распределенные по породе. При более высокой нагрузке (13 260 кг/см²) скопления мелкозернистого кальцита располагаются зонально вдоль диагональных трещин скалывания.

в) Одновременно с появлением скоплений мелкозернистого кальцита (т. е. при нагрузках 8100—9660 кг/см²) в породе появляются диагональные трещины скалывания, сначала короткие и неровные, а затем (при нагрузке 13 260 кг/см²) — часто расположенные и нередко пересекающие весь шлиф. Такое развитие диагональных трещин сообщает породе сравнительно мелкозернистое строение, а отдельным зернам кальцита угловатые очертания.

г) Еще позднее появляется видимое удлинение зерен в направлении, перпендикулярном оси укорочения. Удлинение зерен наблюдается впервые при значительных нагрузках (11 210 кг/см²) и увеличении диаметра образца на 42.3% и выражается отношением 1 : 1.5. При нагрузке 13 260 кг/см² удлинение составляет от 1 : 3 до 1 : 10. Таким образом возникает сланцеватость и обнаруживается способность породы раскалываться вдоль этой сланцеватости.

д) С возрастанием нагрузок постепенно исчезают двойники; так, в исходном образце двойники обнаруживались во всех зернах, при нагрузке 11 210 кг/см² часть двойников исчезает, при 12 150 кг/см² двойники обнаруживаются только в 30% зерен и, наконец, при 13 260 кг/см² — двойников почти нет.

е) В процессе деформации кристаллы кальцита приобретают ориентировку, перпендикулярную оси укорочения образца (т. е. по сланцеватости). Это обнаруживается на диаграмме ориентировки оптических осей при нагрузке 11 210 кг/см², т. е. одновременно с появлением видимого в шлифах удлинения зерен. На диаграмме наблюдается отчетливый максимум при общем рассеивании точек. Одновременно диаграмма «е» обнаруживает, кроме максимума, отчетливо заметного еще при нагрузке

6900 кг/см² и отвечающего трансляции по плоскостям, перпендикулярным оси укорочения, два максимума, соответствующих плоскостям ромбоэдра ориентированных кристаллов, оптические оси которых параллельны оси образца.

Из диаграмм ориентировок можно заключить, что при нагрузке 6900 кг/см² ориентировка кристаллов кальцита беспорядочна, но трансляция происходит избирательно в той части кристаллов, у которых плоскости спайности ориентированы перпендикулярно оси укорочения (в направлении пластического течения). При нагрузке 11 210 кг/см² некоторое количество кристаллов оказалось повернуто и ориентировалось в соответствии с течением мрамора, что выразилось в появлении центрального максимума на диаграмме оптических осей и двух боковых максимумов на диаграмме плоскостей «е». Остальная масса кристаллов продолжает располагаться беспорядочно и в ней трансляционное скольжение продолжает протекать избирательно, так же как при нагрузке 6900 кг/см², что находит выражение в центральном максимуме диаграммы плоскостей «е» (фиг. 5).

ж) Поперечные трещины растяжения появляются в процессе течения материала при нагрузках 11 210 и 13 260 кг/см², т. е. при ориентированном напряжении 4400—4700 кг/см². Трещины эти слабо выражены, короткие и всегда закрытые.

з) При максимальной нагрузке 13 260 кг/см² можно наблюдать пластические поперечные изгибы удлинненных зерен кальцита, сопровождающиеся изгибанием плоскостей спайности.

Резюмируя сказанное, следует подчеркнуть, что в процессе деформации в направлении, перпендикулярном оси укорочения образца, происходит течение мрамора, выражающееся в избирательной трансляции в этом направлении, повороте кристаллов, удлинении зерен и, наконец, в появлении поперечной гофрировки. Течение мрамора в условиях проведенного эксперимента сопровождается постепенным исчезновением двойников.

Одновременно с пластическим течением происходят микроскопические разрывные дислокации, выражающиеся в развитии диагональных трещин скалывания и зон раздробления кальцита (микрокатаклаз). Трещины растяжения играют второстепенную роль и связаны, очевидно, с неравномерностью пластического течения.

Разрывные дислокации не разрушают породу, после деформации сохраняющую свою цельность и прочность, и должны рассматриваться в тесной связи с пластической деформацией. Следует предположить, что при воспроизводимой в эксперименте скорости деформации и величине всестороннего сжатия, деформация не могла быть осуществлена только пластическим путем и сопровождалась разрушением материала. При увеличенном всестороннем сжатии (21 000 кг/см²), достигавшемся увеличением толщины стенок формы в 2 раза, была получена резко выраженная сланцеватость, но никаких трещин не наблюдалось. Очевидно, что при более высоком давлении пластическая деформация проявляется в более чистом виде. Вероятно, тот же эффект достигается длительностью времени, что имеет место в некоторых действительных геологических процессах.

Важно также отметить, что пластическая деформация и скалывание развиваются независимо друг от друга, т. е. течение не возникает благодаря повороту плоскостей скалывания. Таким образом, подтверждаются сделанные нами ранее выводы (Косыгин и др., 1949) относительно неприемлемости гипотезы Беккера о механизме пластической деформации.

В заключение существенно отметить; что процесс деформации мрамора близко сходен с процессом деформации гипса в смысле основных типов наблюдавшихся деформаций и соотношения между пластическим течением и скалыванием.

ЛИТЕРАТУРА

- Б р и д ж м е н П. В. Новейшие работы в области высоких давлений. М., ГИИЛ, 1948.
- В о л а р о в и ч М. М. О применении высоких давлений при экспериментах в области геологических наук и геофизики. Изв. Акад. Наук СССР, 1940, 985.
- Г р и г г с Д. Прочность и пластичность. Справочник физических констант горных пород и минералов, раздел 9. М., ГИИЛ, 1949.
- К о с ы г и н Ю. А., Л у ч и ц к и й И. В. и Р о з а н о в Ю. А. Эксперименты по деформации гипса и их геологическое значение. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., 1949, 24 (2).
- Ш т е р н б е р г А. А. Устранение механических двойников в кристаллах оптического кальцита. Учен. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, 1944, вып. 13.
- G r i g g s D. Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallisation. Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, 51.
-

**Б. В. ЗАЛЕСКИЙ, В. Я. СТЕПАНОВ
и К. П. ФЛОРЕНСКИЙ**

**ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ИЗВЕСТНЯКОВ
МЯЧКОВСКОГО ГОРИЗОНТА
(ПЕСКОВСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ)**

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей работе (1950) нами была изложена попытка увязать основные физико-механические свойства мячковских известняков с особенностями их структуры. Известняки, с одной стороны, удобны для такого сопоставления как породы мономинеральные, но, с другой, отличаются очень большим разнообразием структур, в связи с разнообразием форм слагающих их организмов. Мельчайшие детали их строения трудны для изучения под микроскопом и требуют других методов.

Применение некоторых новых методов показало наличие подобной зависимости в более определенной форме, чем это удавалось получить до сих пор. Одновременно оказалось, что массовые физико-механические испытания стандартного типа, удовлетворяя в той или иной мере запросам практики, не могут служить решающей базой для выявления истинных свойств породы. Это относится преимущественно к свойствам, связанным с насыщением породы водой (степень водонасыщения, коэффициент размокания, морозоустойчивость и т. д.), требующим самого внимательного отношения к эксперименту на современной теоретической основе.

В настоящей работе, на основе геологического изучения и критического пересмотра стандартных испытаний известняков Песковского месторождения и части доломитов, дается сравнение их друг с другом и с некоторыми другими известняками и доломитами того же геологического возраста. Кроме новых фактических данных, в общем подтверждающих закономерности, установленные в предыдущей работе, мы несколько подробнее останавливаемся на теоретической основе наших опытов и выделяем породы, не укладывающиеся в общую схему и требующие дополнительного изучения.

Сопоставление известняков Песковской и Мячковской групп показывает, что изучение «исключений» из намечающихся закономерностей позволит сформулировать эти закономерности в наиболее общей форме.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Песковские месторождения карбонатных пород, расположенные в 100 км к юго-востоку от г. Москвы вдоль берега р. Москвы и у ст. Пески

Ленинской железной дороги (фиг. 1), посещались исследователями неоднократно.

Наряду с геологами, отчасти упоминавшимися в предыдущей работе (Б. В. Залесский, В. Я. Степанов, К. П. Флоренский, 1950), детальным поисково-разведочным изучением песковских месторождений занимались: И. С. Забнин, С. Е. Вишневский, Е. А. Молдавская, П. И. Калашников, В. В. Рагозин и др.

С. Н. Никитин (1890), давая разрезы карьеров, расположенных по р. Смысловке выше ст. Пески, параллелизовал здешние известняки с мячковскими.

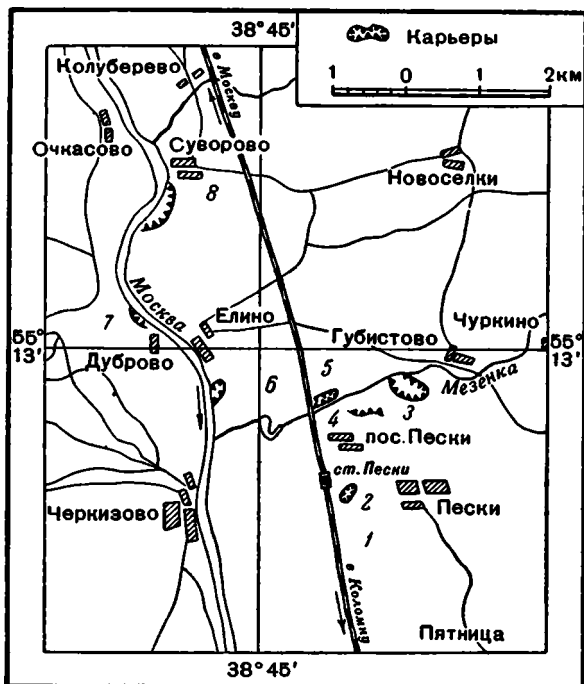
А. П. Иванов (1926) выделил в разрезе карбонатных отложений окрестностей ст. Пески два самостоятельных мергелистых комплекса: 1) верхний — наблюдаемый в карьерах по р. Мезенке, и 2) нижний — выступающий в карьере Моссиликата; отметил своеобразие сложения, условий залегания и генезиса косоугольных оолитоподобных известняков, лишенных ископаемых, и указал на трудности параллелизации песковских и мячковских слоев, связанные с невозможностью проследить переходы за недостаточностью обнажений.

Н. Н. Смирнов (1930) составил петрографическое описание карбонатных пород Песковской группы месторождений.

Детальными поисково-разведочными работами установлено большое непостоянство состава карбонатных осадков, затрудняющее сопоставление отдельных разрезов и побуждающее геологов (В. И. Кочетова) группировать слои в пакки и комплексы, прослеживаемые на большом протяжении.

Разрез мячковского горизонта в окрестностях ст. Пески приводится в табл. 1. Иллюстрацией к нему может служить «схема строения каменноугольных отложений в окрестностях ст. Пески», даваемая Е. А. Ивановой (1947). Особенностью песковского разреза является наличие косоугольных известняков, известных на территории Подмосковной котловины пока только в окрестностях ст. Пески, а также значительная, по сравнению с разрезом окрестностей Мячкова, роль доломитов, не выдержанных по простиранию.

Доломиты пакки 1 (два слоя мощностью 0.1—0.5 м, по простиранию выклинивающиеся) залегают на органогенно-обломочных известняках, будучи отделены мергелем (0.1 м) с прослоечками детритусовых известняков. Доломиты верхнего мергелистого комплекса образуют линзы с поперечником до 1—3 м и пласты толщиной до 0.4 м. Доломиты верхней



Фиг. 1. Обзорная карта окрестностей ст. Пески.

1 — разведка Асфальтово-Битумного треста; 2 — карьер Моссиликата № 4 (бывш. Макарычева); 3 — карьер Песковского алебастрово-известкового завода № 5 (бывш. Кабанова); 4 — карьер, бывш. НКПС № 2 (бывш. Коломенского завода); 5 — карьер бывш. НКПС № 1 (бывш. Шереметьева); 6 — Елинский карьер; 7 — Дубровский карьер; 8 — карьер цементного завода «Гигант».

Сводный разрез мячковского горизонта окрестностей ст. Пески
(по материалам МГГУ)¹

Пачки пластов	П о р о д ы	Мощность в м
1.	Известняки органогенно-обломочные, белые и сероватые, обычно довольно богатые фораминиферами (шл. 30, 33, 62с), иногда (шл. 15) заметно косослоистые (слои толщиной 1—2 см и протяжением 2—3 м) с линзообразными прослоями кремня в верхней части известняков (шл. 29) ²	1.5—3.5
2.	Верхний мергелистый комплекс с доломитами в основании. Тонкослоистые мергели и детритусовые известняки толщиной 0.2—0.5 и более м (шл. 32, 41, 42)	1—2
3.	Доломиты (шл. 35, 39, 43, 45, 64с) и мелкодетритусовые известняки (шл. 44, 63с), иногда доломитизированные, толсто плитчатые	до 2.0
4.	Шламмово-афанитовые известняки, с раковистым изломом (шл. 22, 35, 37, 40), содержащие тонкие обогащенные фауной прослои (шл. 28, 34). Залегают плитками, разделенными глинистыми прослойками	до 3.0
5.	Нижний мергелистый комплекс, богатый фауной. Переслаивающиеся мергели, глины и тонкослоистые, до 0.1—0.2 м, криноидные известняки (шл. 24) с афанитовыми прослоями (шл. 23), иногда замещаемые доломитами	0.5—1.6
6.	Известняки косослоистые, плитчатые, залегающие гнездообразно (шл. 26, 31) ³	—
	В местах выклинивания косослоистых известняков появляются доломиты и доломитизированные известняки с прослоями и линзами чистых известняков	0.0—8.0
7.	Доломиты желто-бурые, ожелезненные, плитчатые, иногда с фауной и линзами ракушечного известняка, не выдержанные по простиранию	—
8.	Известняки органогенно-детритусовые, богатые фауной: фузулинидами, брахиоподами, иглокожими и кораллами	4.0—8.0
9.	Доломиты желто-бурые и серо-желтые, переходящие книзу в доломитизированные известняки, иногда с кавернами, располагающимися по слоистости	5.0—8.0

¹ Разрез вскрыт на разную глубину карьерами: алебастрово-известкового завода — до пачки 4; бывш. НКПС № 1 — до пачки 5 и Моссиликата — до пачки 8, нижележащие пласты карьера Моссиликата пройдены разведочными выработками до пачки 9. Залегающая ниже уровня р. Москвы пачка 9, возможно, относится уже к верхам подольского горизонта. Описание пластов дано сверху вниз.

² В карьере алебастрово-известкового завода видны два вышележащих выклинивающихся пласта доломита (0.1—0.5 м), которые отделены от известняков серыми тонкослоистыми мергелями (0.1 м) с пропласточками детритусового известняка.

³ В кровле косослоистых известняков (пачка 6) залегают несогласно, с признаками перерыва отложений, органогенно-обломочные известняки (мощность 0.2—2.0 м), плитняковые, с глинистыми прослойками и иногда включением известняковой гальки (шл. 25, 27).

(до 0.7 м) части нижнего мергелистого комплекса отделяются от покрывающих афанитовых известняков пачки 4 зелеными глинистыми прослойками (0.33—0.15 м) и от подстилающих мучнистых (обводненных) доломитовых мергелей «зеленка» ракушечным известняком толщиной 0.1—0.4 м (карьер, бывш. НКПС № 1). Доломиты пачки 2 сменяются по простиранию известняками. Особенно крупные залежи доломитов отмечаются, совместно с косослоистыми и кораллово-фораминиферовыми известняками, в нижней части разреза (пачки 7, 9).

Известняковая пачка 4, с неровной (размытой) верхней поверхностью отделена от вышележащих доломитов и известняков пачки 3 прослоем зеленых мергелистых глин и иногда конгломератом. Нижняя поверхность

мергелистой пачки 5 также неровная. Размывы, в Песковском разрезе более резкие, чем в Мячковском, маскируют закономерности чередования известняков разных структурных групп, наблюдавшиеся в Мякове.

Монолитность известняков и доломитов Песковской группы месторождений, вскрытых карьерами, иллюстрируется табл. 2.

Таблица 2

Монолитность известняков и доломитов Песковской группы месторождений

Пачки пластов	Породы	Толщина пластов в м	Размер монолитов в м
1	Известняки органогенно-обломочные, местами с тонкими глинистыми прослоечками. Карьеры бывш. НКПС № 1 и алебастрово-известкового завода	до 2.0	Плиты толщ. 0.10—0.20 до 0.5 (НКПС)
2—3	Известняки детритусовые. Карьеры: а) бывш. НКПС № 1 и б) алебастрово-известкового завода	а) до 0.15 б) до 0.60	а) Плиты толщ. от 0.01—0.04 до 0.10—0.15 и более с поперечником до 1.0 б) Плиты толщ. до 0.5—0.6
3	Известняки иногда доломитизированные. Карьеры: а) бывш. НКПС № 1 и б) алебастрово-известкового завода	до 1.00	Плиты толщ. 0.3—0.5 при длине до 2.0
3	Доломиты. Карьеры: а) бывш. НКПС № 1 и б) алебастрово-известкового завода	а) 0.3—0.8 б) до 1.2	а) Толстоплитчатые до 1.0 длиной б) Глыбы до $0.5 \times 0.5 \times 0.5$, монолиты до $0.75 \times 0.75 \times 1.25$
4	Известняки, иногда с глинистыми прослойками а) шламмовые. Карьер бывш. НКПС № 1 и Моссиликата б) шламмово-афанитовые брекчиевидные	до 1.2	а) Плиты толщ. от 0.05 сверху, до 0.20 внизу пласта б) Тонкоплитчатые, трещиноватые
6	Известняки косослоистые. Карьер Моссиликата	до 4	Плиты толщ. от 0.15 и выше и монолиты с поперечником до 0.8

Монолиты крупного размера (толщиной 0.1—0.6 м) дают лишённые глинистых прослоев толстослоистые детритусовые известняки пачек 2 и 3 и косослоистые известняки пачки 6. Доломиты в отдельных случаях также оказываются довольно крупномонолитными (пачка 3).

По свидетельству Н. Н. Смирнова (1930), Песковские каменоломни, существовавшие на берегах р. Мезенки (бывшей Смысловки) уже в 80-х годах прошлого столетия, давали преимущественно бутовый камень и лишь частично сырьё для выжигания извести.

Песковские доломиты вследствие невысокого качества в ограниченном количестве использовались на бут и как огнеупорный материал для подсыпки пода сталелитейных мартеновских печей.

Большинство месторождений Песковской группы не утратило своего практического значения до настоящего времени. Перспективные в геологическом отношении Дубровский и Елинский карьеры недостаточно изучены с точки зрения свойств камня. Елинский карьер, расположенный у дома отдыха, не эксплуатируется, являясь как бы резервной сырьевой базой цементного завода «Гигант», разрабатывающего, главным образом, породы верхнего карбона (месторождение «Суворова гора»). Исключение представляют карьеры бывш. НКПС № 2 с ограниченной свободной площадью и заброшенный карьер бывш. Лаврова (0.5 км к западу от линии железной дороги), попадающий на территорию станционного поселка.

ОПИСАНИЕ ПОРОД

Известняки Песковской группы месторождений по составу и происхождению сходны с мячковскими. Среди них преобладают: 1) органогенно-обломочные, с окатанными обломками организмов и отчасти известняков, сцементированными диагенетическим кальцитом, и 2) органогенно-детритусовые, сложенные угловатыми обломками органических остатков от 0.1 до 2 мм в поперечнике. Изредка наблюдаются известняки 3) органогенно-шламмовые, состоящие из органических частиц обычно менее 0.1 мм, а также 4) шламмово-афанитовые, бедные или почти лишенные остатков организмов. Своеобразные по сложению косослоистые известняки, связанные, по А. П. Иванову (1926), с фораминиферо-коралловыми осадками (Е. А. Иванова, 1947), имеют, согласно И. В. Хворовой (1949) эоловое происхождение.

Здесь, как и в Мякове, наблюдается неравномерная, послойная перекристаллизация известняков, а также образование вторичных структур: скелетной среди органогенно-обломочных, с окатанными обломками и пятнистой среди органогенно-детритусовых, шламмовых и шламмово-афанитовых известняков. По крупнозернистости кальцит в известняках изменяется от пелитоморфного (< 0.005 мм), крипто- (0.005—0.01 мм) и микрокристаллического (0.01—0.25 мм) до мезо- (0.25—0.75 мм) и в отдельных случаях макрокристаллического (> 0.75 мм). Содержание микрокристаллического кальцита в цементе этих известняков колеблется от 15 до 40%.

Химический состав известняков также не вполне постоянен. Известняки, бедные некарбонатными примесями (SiO_2 и R_2O_3), относятся к группе шламмово-афанитовых и органогенно-обломочных, а богатые ими — к группе органогенно-детритусовых. У органогенно-детритусовых разностей количество Al_2O_3 колеблется в пределах от 0.5% у толстоплитчатых до 4% у тонкоплитчатых пород, также богатых (до 7—8%) кремнеземом (табл. 3).

Глинозем входит в состав глинистых примесей. Кремнезем нередко выступает в виде кварца, наблюдаемого под микроскопом. Кварц отчасти вторичный халцедоновой структуры (перекристаллизованные органогенно-обломочные известняки с окатанными обломками) и иногда встречается вместе с глауконитом (органогенно-детритусовые разности), отчасти терригенный, сопровождаемый глинистым веществом (некоторые детритусовые известняки).

По своим физико-механическим свойствам песковские известняки близки к мячковским, от которых, однако, отличаются более высокой пористостью и связанной с этим обстоятельством меньшей прочностью (табл. 18 и 19 в конце статьи).

Таблица 3

Химический состав известняков и доломитов Песковских месторождений (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	0.66	0.20	6.75	0.70	7.73	0.84	0.30	0.24	6.36	1.76	2.33 ¹	3.38	3.50	2.27	2.61 ¹
TiO ₂	0.00	сл.	0.00	0.00	сл.	сл.	0.00	0.00	сл.	0.00	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.31	0.27?	4.00	0.58	2.77	0.48	0.32	0.33	3.27	1.03	0.41	0.38	0.34	0.96	0.31
Fe ₂ O ₃	0.34	0.08	0.30	0.17	0.30	0.17	0.08	0.13	0.59	0.47	0.43	0.45	0.30	—	0.26
MgO	0.69	1.09	1.40	1.20	1.57	0.87	1.01	0.99	17.75	19.94	20.10	19.10	19.15	20.67	20.89
CaO	55.08	54.59	47.16	52.88	47.65	55.05	54.87	54.22	29.81	31.07	30.45	31.12	31.12	29.58	29.59
П. п. п.	42.72	42.94	37.67	42.45	37.72	43.13	43.08	43.06	41.58	45.52	45.92	45.14	45.30	—	45.95
H ₂ O±	0.10	0.16	1.16	0.64	0.74	0.24	0.08	1.54	0.36	0.36	—	0.40	0.35	—	—
Сумма	99.90	99.33	98.44	98.62	98.48	100.78	99.74	100.51	99.71	100.15	99.64	99.97	100.06	—	99.61

1 — известняки органогенно-обломочные, с окатанными обломками

2 — известняки косослоистые

3 — » мергелистые, детритусовые, тонкопличатые

4 — » детритусовые толстопличатые

5 — » мелкодетритусовые слабомергелистые

6 — » мелкодетритусовые толстопличатые

7 — » илачмоные

8 — » илачмово-афанитовые

9 — доломиты мергелистые

10 — » сл б) мергелистые

11 — доломиты

12 — »

13 — »

14 — »

15 — »

Основание пачки 1
пачка 6пачка 2, верхняя,
средняя и нижняя
части

пачка 3, верхняя часть

пачка 4, осн вание

пачка 4, верхняя часть

пачка 3, верхняя и

нижняя части

пачка 3, верхняя часть

основание карьера

» »

» »

» »

1. Карьер бывш. НКПС № 1

2. » Моссиликата № 4

3. » бывш. НКПС № 1

4. » » » № 1

5. » » » № 1

6. » » » № 1

7. » » » № 1

8. » » » № 1

9. » » » № 1

10. » » » № 1

11. » № 5 алебастро-известного завода

(64с)

12. Домоделово

13. Дубенки

14. »

15. Старица

Данные В. И. Кочетовой

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

» »

¹ В анализах №№ 11 и 15 для SiO₂ приведены цифры нерастворимого остатка после 10-минутного кипячения порошка породы в 10% HCl.

В Песках, как и в Мячкове, плотные и прочные разности происходят из перекристаллизованных органогенно-обломочных известняков с окатанными обломками (карьер алебастрово-известкового завода), а менее плотные и прочные разности из органогенно-шламмовых и слабо перекристаллизованных косослоистых известняков (карьер бывш. НКПС № 1). Большинство этих известняков, вследствие низкой первоначальной механической прочности, обладают незначительным запасом прочности после водонасыщения и в особенности после замораживания, что ограничивает область практического их использования главным образом малоэтажным строительством и в качестве сырья для получения вяжущих веществ. Особенно высокое (до 50%) снижение механической прочности от водонасыщения отмечается у косослоистых известняков.

ОРГАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Органогенно-обломочные известняки, с окатанными обломками, серо-белые, с шероховатым изломом, происходят из разных карьеров.

Известняки карьера бывш. НКПС № 1 (мощность 2 м) фораминиферовые: в верхней части пласта иногда на поверхности выветривания желтые, с черными точечными включениями, содержат в нижней части пласта (шл. 29) раковинки остракод и гастропод (шл. 30), а также членики криноидей (шл. 33). Местами наблюдаются косослоистые разности (шл. 46).

Известняки сложены обычно окатанными, иногда с неясными очертаниями, обломками размером около 0.5—0.6 мм афанитовых известняков и фауны плохой сохранности, главным образом фораминифер, иглокожих и брахиопод, сцементированными микрокристаллическим кальцитом, то более редким (шл. 29), то более многочисленным (шл. 30). Встречаются пустотки по фауне. Породы криноидных участков отличаются высоким содержанием и размером (до 1 мм) органогенного детритуса: фузулинид и мелких фораминифер, трилобитов и других, уже упоминавшихся остатков организмов (шл. 33). Породы косослоистых участков сходны с косослоистыми же известняками карьера Моссиликата (см. ниже) и отличаются более высоким содержанием иглокожих (шл. 46).

Известняки из карьера алебастрово-известкового завода, заметно пористые, с фауной фузулинид, члениками криноидей, иглами морских ежей и обломками раковин брахиопод, выделяются голубоватыми мергелистыми включениями до 1 см в поперечнике.

Под микроскопом видны округленные (до 1—2 мм) обломки тех же организмов, частью замещенные микрокристаллическим кальцитом и кварцем халпедоновой структуры. Цемент кальцитовый микро- (0.01—0.20 мм) и частью мезокристаллический (до 0.6 мм). Видны отдельные, редко сообщающиеся, пустые поры до 2 мм в поперечнике (шл. 62/636).

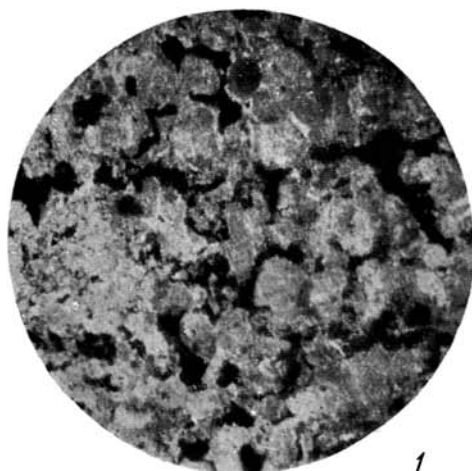
Известняки из карьера Моссиликата, богатые члениками криноидей, брахиоподами и фораминиферами, с включением известняковой гальки,

Ояснения к микрофотографиям табл. I

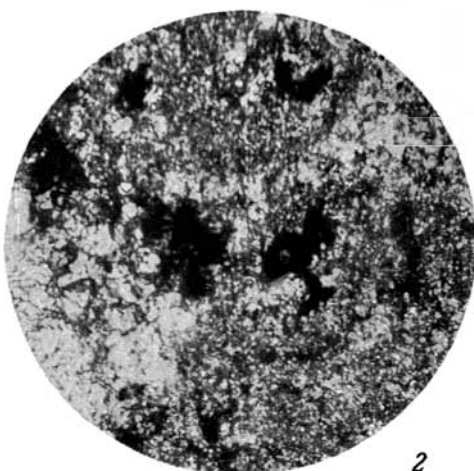
1—2. Косослоистые известняки. Карьер Моссиликата № 4. Окатанные, часто соприкасающиеся обломки афанитовых известняков и кальцитовый микрокристаллический цемент. Структура первичная обломочная, вторичная — скелетная. Увеличение 10 и 290; николи +.

3—4. Тонкослоистые органогенно-детритусовые известняки, с разным содержанием и размером обломков организмов, происходящие из нижнего (контакт со шламмовыми прослоями) и верхнего мергелистого комплексов. Карьеры Моссиликата № 4 и бывш. НКПС № 1. Иголкожие, брахиоподы, остракоды, фораминиферы, мшанки и прочие органические остатки. Увеличение 10; николи +.

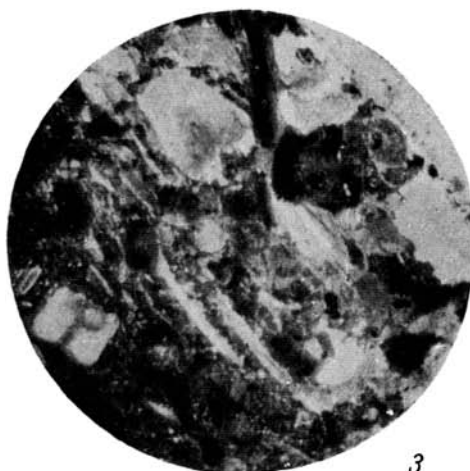
5—6. Детритусовые известняки из прослоев среди шламмово-афанитовых известняков. Фораминиферы, иглокожие (криноидей, морские ежи и звезды), брахиоподы, мшанки, кораллы и другие остатки организмов.



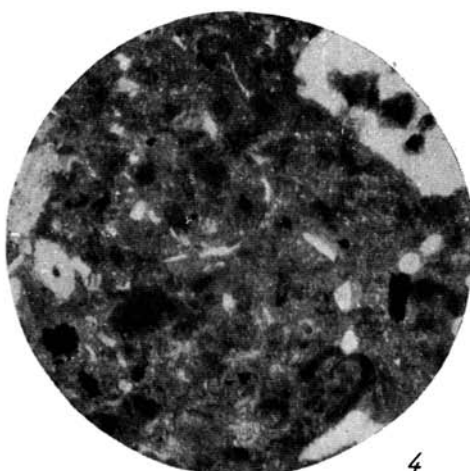
1



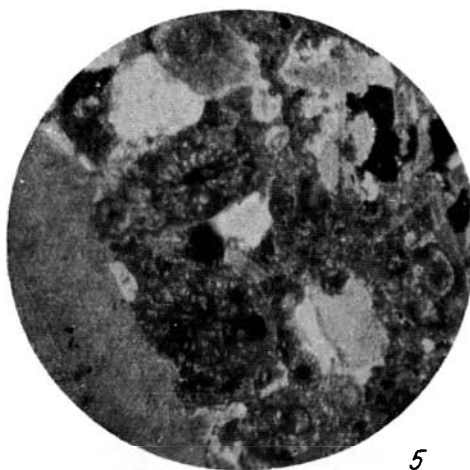
2



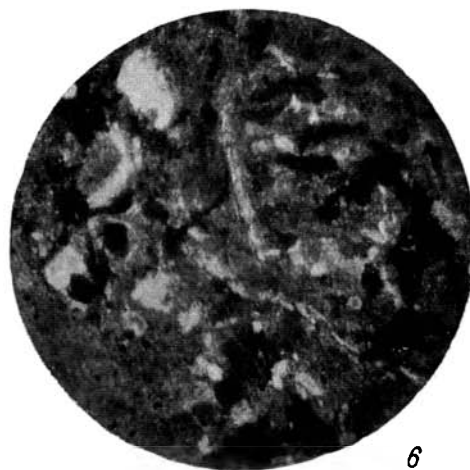
3



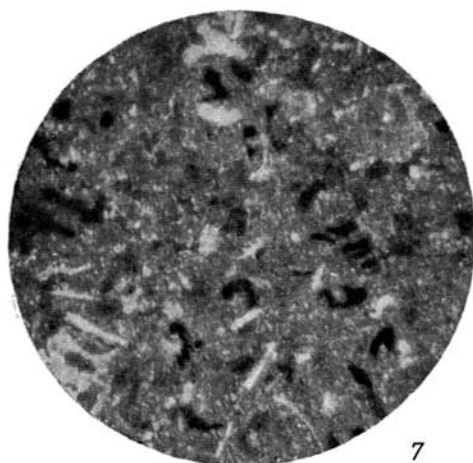
4



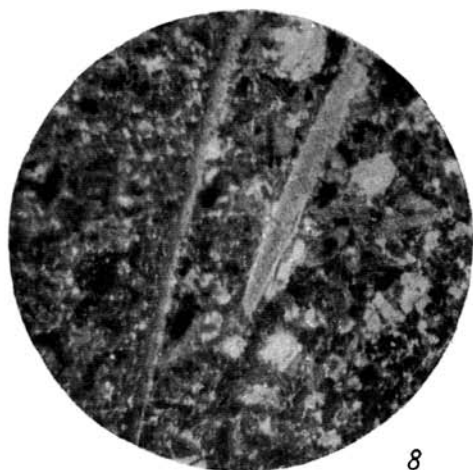
5



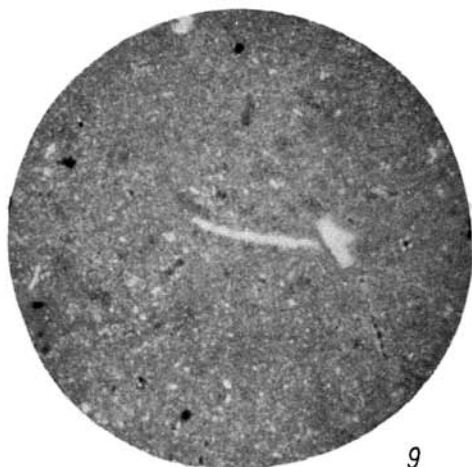
6



7



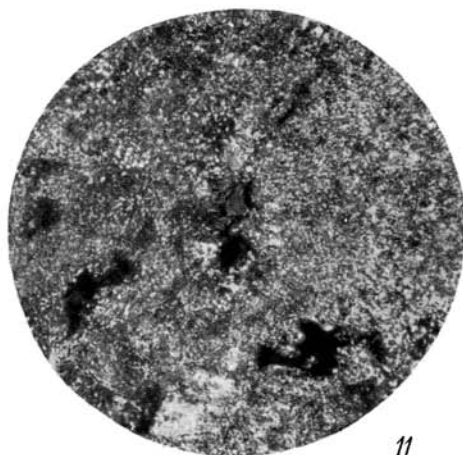
8



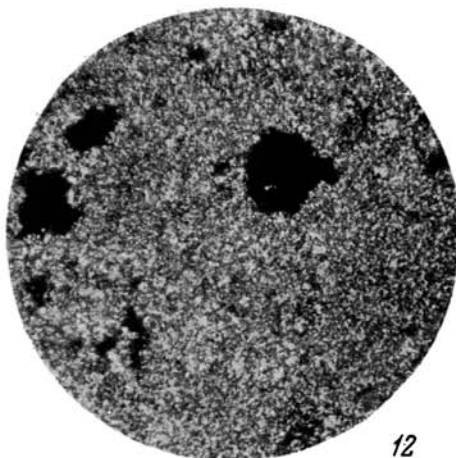
9



10



11



12

напоминают составом и слабой окатанностью материала вышележащие детритусовые известняки (шл. 24). Отличием является крупность (3—4 мм) обломков иглокожих и наличие обрывков мшанок, остатков трилобитов и морских звезд. Присутствует лимонит (шл. 25, 27).

От рассмотренных органогенно-обломочных известняков с окатанными обломками отличаются обломочные косослоистые известняки, залегающие неправильными линзами на площади более 1 км² (карьеры и разведочные выработки у ст. Пески, обнажения по левому берегу р. Северки).

Косослоистые известняки нижней части карьера Моссиликата, мощностью 2.5—4.0 м, светлосерые, песчаниковидные с белыми полосами толщиной до 0.5 см, под микроскопом состоят существенно из округлых и плоско окатанных, часто соприкасающихся обломков (0.05—0.6 мм; среднее 0.3 мм) афанитовых известняков: пелитоморфных, крипто- и микрокристаллических, иногда с тонкой темной краевой каемкой, сцементированных микрокристаллическим кальцитом (табл. I, 1—2). Отмечается редкость и плохая сохранность обломков фауны иглокожих и, повидимому, брахиопод, заметная сортировка по крупнозернистости обломочного материала, неравномерное распределение по породе микрокристаллического кальцита и пористости. Видные на глаз белые полосы характеризуют наиболее мелкозернистые, богатые цементом и бедные порами участки породы (шл. 26, 31, 61с).

Размерность кальцита в цементе и микропористость известняков органогенно-обломочных, с окатанными обломками и косослоистых, показана в табл. 4. Вторичная структура известняков относится к скелетному типу.

Таблица 4
Размерность кальцита известняков органогенно-обломочных,
с окатанными обломками и косослоистых в объемных %

Кальцит	Ш л и ф ы		
	33,46	62с	26, 31, 61с
Пелитоморфный	70	50	75
Криптокристаллический	мало	мало	мало
Микрокристаллический	20	35	20
Мезокристаллический	5	15—20	5
Макрокристаллический	5	единич.	—
Сумма	100	100	100
Поры	35	10	30
Поперечник пор в мм от	0.02	0.02	0.02
средн.	0.20	0.20	0.30
до	0.50	0.60—2.0	0.60

Примечание: Мезо- и макрокристаллический кальцит — органогенный.
33,46 — известняки из криноидных и косослоистых участков.
Карьер бывш. НКПС № 1.
62с — известняки с мергелистыми включениями Карьер алебастрово-известкового завода № 5.
26, 31, 61с — известняки косослоистые. Карьер Моссиликата № 4.

Объяснения к микрофотографиям табл. II

7—8. Мелкодетритусовые, мелкофораминиферовые известняки, толсто- и тонкоплитчатые. Карьеры алебастрово-известкового завода и бывш. НКПС № 1. Фораминиферы, остатки иглокожих, брахиопод, мшанок и прочих организмов. Увеличение 10; николи +.

9—10. Шламмово-афанитовые известняки. Карьеры бывш. НКПС № 1 и Моссиликата № 4. Пелитоморфно-криптокристаллическая масса кальцита и органические остатки: иглокожие, брахиоподы, фораминиферы и пр. Увеличение 10 и 46; николи +.

11—12. Пятнистая структура и пористость шламмовых и шламмово-афанитовых известняков. Карьер бывш. НКПС № 1. Увеличение 250; николи +

Поры неправильно угловатые, изолированные мелкие и сообщающиеся крупные, приуроченные к крупнообломочным слоям породы, располагаются на стыках между обломками известняков. Характерны сходящиеся на клин окончания этих пор, иногда глубоко внедряющиеся в промежутки между обломками.

ОРГАНОГЕННО-ДЕТРИТУСОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Органогенно-детритусовые или детритусовые известняки связаны отчасти с мергелистыми комплексами, отчасти с известняково-доломитовой пачкой 3.

Детритусовые известняки нижнего мергелистого комплекса карьера Моссиликата, тонкослоистые, серо-белые, неравномернозернистые, характеризуются обилием иглокожих (членики криноидей и иглы морских ежей), которые преобладают над брахиоподами, фузулинидами и мелкими фораминиферами. Под микроскопом, кроме того, наблюдаются мшанки, кораллы и другие ближе неопределимые остатки организмов. Цемент кальцитовый, микро- и мезокристаллический, с зернышками кварца (шл. 24) (табл. I, 3).

Детритусовые известняки верхнего мергелистого комплекса карьера бывш. НКПС № 1 представлены белыми толсто- и тонкоплитчатыми разностями.

Толстоплитчатые известняки, с желтым оттенком, богатые иглокожими, фузулинидами и мелкими фораминиферами, местами тонко переслоены крупнозернистым раковинным известняком и содержат остатки брахиопод, частью замещенные халцедоном, мшанок с глауконитом в ячейках и трилобитов. Криноидей, до 2 мм в поперечнике, имеют хорошо выраженную сетчатую структуру.

Цемент кальцитовый, микро- и мезокристаллический, со следами лимонита (шл. 32).

Вышележащие тонкоплитчатые мергелистые известняки, с глинистыми прослойками между плитками, отличаются меньшим содержанием обломков организмов, наличием остракод и обильным кальцитовым цементом: пелитоморфным, заметно поляризующим, с примесью глинистых частиц и криптокристаллическим, с отдельными микрзернами кальцита (шл. 42) (табл. I, 4).

От рассмотренных детритусовых известняков отличаются мелкодетритусовые известняки, отчасти толстослоистые (0.8—1.0 м), подстилающие верхний мергелистый комплекс и отчасти образующие невыдержанные (от нескольких см до 0.15 м и более) прослой в его основании.

Толстослоистые мелкодетритусовые известняки из карьера алебастрово-известкового завода, мелоподобные, с остракодами и фораминиферами, напоминают общим обликом и характером крупной отдельности шламовые известняки («красненский») окрестностей Мячково. Микроскопическим отличием является несколько большее содержание органогенного материала, среди которого распознаются фузулиниды и мелкие фораминиферы, обломки иглокожих (до 1 мм в поперечнике) и брахиопод, обрывки мшанок и прочие остатки организмов, сцементированные кальцитом разной крупнозернистости: пелитоморфным, крипто- и микрокристаллическим (шл. 44, 63) (табл. II, 7).

Мелкодетритусовые, слегка мергелистые известняки невыдержанных прослоев, из карьера, бывш. НКПС № 1, отличаются составом главным образом из мелких (0.1—0.2 мм) фораминифер плохой сохранности, с более редкими и крупными остатками иглокожих, брахиопод, мшанок и трило-

битов. В цементе микро- и криптокристаллический кальцит. Терригенные примеси — зернышки кварца и глинистое вещество. Присутствует лимонит (шл. 41) (табл. II, 8).

Размерность кальцита органогенно-детритусовых известняков приведена в табл. 5. Пятнистая вторичная структура этих известняков приближается в отдельных случаях (мелкофораминиферовые разности) к скелетной.

ОРГАНОГЕННО-ШЛАММОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Органогенно-шламмовые или шламмовые известняки, белые, иногда покрытые желтыми окислами железа, маркие, неравномерно зернистые, с фауной фораминифер, морских ежей и криноидей, брахиопод и одиночных кораллов, переполняющей отдельные прослой (карьер бывш. НКПС № 1), напоминают под микроскопом аналогичные известняки («поясник») Мячковой группы месторождений.

Остатки организмов неодинакового размера: мелкие фораминиферы, фузулиниды (до 2 мм), иглокожие (до 3 мм), трилобиты, обломки раковин брахиопод, обрывки мшанок, а также водорослей, частично замещены халцедоном.

Цемент, со следами лимонита, сложен кальцитом, преимущественно пелитоморфным, в некоторых участках преобладающим над крипто- и микрокристаллическим. Видны отдельные довольно многочисленные поры до 1 мм (шл. 36) (табл. II, 11). Размерность кальцита шламмовых известняков показана в табл. 5.

Таблица 5

Размерность кальцита органогенно-детритусовых и шламмовых
известняков (в %)

Кальцит	Ш л и ф ы		
	44,63с	42	36
Пелитоморфный	55—50	65	45
Криптокристаллический	мало	мало	мало
Микрокристаллический	(35—40)+10	20 + ед.	(40) + ед.
Мезокристаллический	ед.	15	ед.
Макрокристаллический	ед.	ед.	10—15
Сумма	100	100	100
Поры	7	6	9
Поперечник пор в мм от	0.02	0.02	0.02
средн.	0.10	0.10	0.20
до	0.20	1.20	1.00

Примечание: Общее содержание микрокристаллического кальцита складывается из цифр кальцита в цементе и в обломках организмов.

44,63с.42—известняки, мелкодетритусовые. Карьер алебастрово-известкового завода № 5.
36 — известняки органогенно-шламмовые Карьер бывш. НКПС № 1.

ШЛАММОВО-АФАНИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Шламмово-афанитовые известняки, белые, местами с невыдержанными прослойками и линзочками, обогащенными фораминиферами, иглокожими и брахиоподами, наблюдались, совместно с предыдущими шламмовыми известняками, в карьерах Моссиликата, бывш. НКПС № 1 и алебастрово-известкового завода.

Верхние шламмово-афанитовые известняки, иногда слегка желтые, обычно брекчиевидные, состоят из разных участков — преимущественно плотных с раковистым фарфоровидным изломом и окружающих их пористых (шл. 34, 35, 37, 40).

Нижние шламмово-афанитовые известняки из карьера Моссиликата, плотные, с редкими члениками криноидей и раковинами брахиопод, слегка ожелезненные по плоскостям отдельности, представлены в верхней части пласта тонкоплитчатыми пористыми разностями, содержащими местами прослойки зеленоватой глины толщиной 2—3 см (шл. 22).

Под микроскопом известняки сложены примерно поровну заметно поризующим пелитоморфным и криптокристаллическим кальцитом, с отдельными микрокристаллическими зернами (табл. II, 12). Распознаются редкие обломки иглокожих, брахиопод, фораминиферы и мшанки до 0.3 мм; более крупные и многочисленные встречаются среди обогащенных фауной прослоев (шл. 28, 34) (табл. I, 5—6).

Присутствуют пятна и сплошные выделения лимонита и изредка халцедон. В небольшом количестве (5—10%) встречаются отдельные поры: редкие крупные (до 1 мм) и более частые мелкие (до 0.5 мм) (шл. 35, 37). Размерность зерна кальцита шламмово-афанитовых известняков показана в табл. 6.

Таблица 6

Размерность кальцита шламмово-афанитовых известняков в %

К а л ь ц и т	П о р о д а			
	22	34,35	«Шарша II»	«Шарша I»
Пелитоморфный	60—55	50	60—55	—
Криптокристаллический . . .	40—45	50	40—45	100
Микрокристаллический	единич.	единич.	(пятнами) единич.	единич.
Сумма	100	100	100	100
Поры	5	5—10	3	3—5
Поперечник пор в мм	от . . . 0.02	0.02	0.02	0.02
средн.	0.1	0.1	0.05	0.1
до	1.50	0.6 (1.2)	1.0	0.30

22 — нижний шламмово-афанитовый известняк, в верхней части пласта тонкоплитчатый. Карьер Моссиликата № 4.

34,35 — верхний шламмово-афанитовый известняк брекчиевидный, с раковистым изломом. Карьер бывш. НКПС № 1.

«Шарша II» — шламмово-афанитовый известняк — Мячково.

«Шарша I» — «Шарша I» — «Шарша I» — «Шарша I»

ДОЛОМИТЫ

Доломиты разных оттенков желтого цвета, обычно богатые темными дендритообразными выделениями и пятнами, по сложению несколько неодинаковы.

а) Доломиты, связанные с пачкой 1 и верхним мергелистым комплексом 2, представлены в карьере алебастрово-известкового завода массивными крепкими разностями с темными пятнами в первом случае и серыми во втором.

б) От них отличаются доломиты пачки 3: внизу (0.4—0.8 м) плотные, однородные плитняковые; в средней части (1.2—1.5 м) мелкозернистые с отдельными более крупными кристаллами доломита, на поверхности выветривания ноздреватые; вверх (0.3—1.2 м) с пустотами разного размера и формы, обычно содержащими кальцит. Они изучались под микроскопом более детально.

Верхние доломиты из карьера алебастрово-известкового завода (1—1.2 м) светложелтые, с отдельными кавернами до 1 см в поперечнике, то узкими — щелевидными, то изометрическими — округлыми, приуроченными к основанию пласта, состоят под микроскопом из агрегата крипто- и микрокристаллических зерен доломита, со средним поперечником 0.01 мм. Отмечаются редкие пятна темного пелитоморфного карбоната, напоминающие остатки фауны, зеленоватого хлорита и желтых окислов железа. Отдельные неправильные поры (0.02—0.6 мм; среднее 0.1 мм) в количестве 5—10% группируются пятнами (64с).

Верхние мергелистые доломиты карьера бывш. НКПС № 1 (0.3—0.8 м) с небольшими пустотами сложены существенно криптокристаллическим доломитом (около 0.01 мм) со следами желтых окислов железа, выделениями кальцита до 0.4 мм, частью, вероятно, по бывшим в породе порам, и редкими мелкими обломками организмов, повидимому иглокожих. Поры неправильные изометрические (0.02—0.2 мм, среднее 0.1 мм) в количестве около 10% располагаются пятнами (шл. 39, 45). Происходящие из этого же карьера слегка мергелистые нижние доломиты, с темными полосами, под микроскопом представляют агрегат пелитоморфного доломита, подчиненного крипто- и микрокристаллическому, с единичными зернами кварца до 0.06 мм, а также лимонита и многочисленными мелкими и отдельными более крупными пустотами (0.02—0.6 мм, среднее 0.1 мм) в количестве около 6% (шл. 43). Иногда встречаются довольно крупные сплошные выделения кальцита размером до 1.2 мм.

в) Доломиты нижнего мергелистого комплекса, выходящие в карьере бывш. НКПС № 1, пятнистые: коричнево-серые, с зеленым оттенком, черными и красноватыми полосами, а также пятнами, выступающими в свежем изломе, довольно плотные и крепкие; иногда они замещают тонкослоистые криновидные известняки.

г) Доломиты нижних пачек карьера Моссиликата, серо-желтые, то плотные, то пористые до кавернозных (туфовидные), представлены отчасти средне- и тонкоплитчатыми разностями, иногда с фауной и линзами ракушечного известняка (пачка 7), отчасти ожелезненными породами, внизу известковистыми, местами с пиритовыми кавернами, расположенными по слоистости (пачка 9).

С рассмотренными доломитами окрестностей ст. Пески сопоставлены доломиты районов Домодедово (мячковский горизонт), Дубенки (подольский горизонт) и Старицы (каширский горизонт). Доломиты Домодедова (Рыбушкин овраг) светложелтые, с редкими темными дендритообразными выделениями и пятнами, характеризуются отдельными кавернами (1—2 см) с друзами кальцита и глиной. Они сложены неправильными микрокристаллическими (среднее 0.02 мм) зернами доломита, на фоне которых

выделяются отдельные скопления и полосы тонкоагрегатного (пелитоморфного и криптокристаллического) кальцита, с примесью желтых окислов железа. Отмечаются мелкие пятна слабо прозрачных темнобурых железистых образований, группирующиеся кучками. Кварц халцедоновой структуры (1—3%) заполняет бывшие в породе поры. Наблюдаются участки (1—2 мм) диспергированной структуры, состоящие из одновременно погасающего кальцита, в который, как в цемент, погружены микрокристаллические зерна доломита. Присутствуют отдельные неправильные, частью угловатые поры (шл. 23 с).

Доломиты Дубенки серые, с слабым желтым оттенком, структурно близки к домодедовским. Встречаются как несколько менее, так и более (среднее 0.03 мм) крупнозернистые разности. Увеличение крупнозернистости сопровождается появлением выделений кварца халцедоновой структуры (до 0.04 мм), а также криптокристаллического доломита, в промежутках между микрокристаллическими его зернами. Присутствуют прожилки (0.1 × 1.2 мм) и пятна (до 0.4 мм) кальцита. Тонкие границы указывают на плотность соприкосновения, а наблюдающаяся местами криптокристаллическая промежуточная масса — на прочность связи между микрокристаллическими зернами доломита (шл. 75 с).

Доломиты Старицы выделяются белым цветом, плотным сливным сложением и высокой хрупкостью (способностью легко откалываться с образованием раковинного излома). Под микроскопом сходны с доломитами Дубенки. Отличием служит, главным образом, большая неравномерность структуры и четкость границ между зернами доломита, указывающая на высокую перекристаллизацию пород. Пores единичные и очень мелкие.

Размер зерен и пористость доломитов показаны на табл. 7. Как видно из предыдущего, доломиты Песковской группы месторождений сложены криптокристаллическим, находящимся в разных сочетаниях с микрокристаллическим и отчасти (шл. 43) пелитоморфным доломитом. Доломиты же Домодедова, Дубенки и Старицы представлены микрокристаллическими разностями, близкими по размеру, но отличающимися по характеру соприкосновения зерен: непосредственному и отчасти (Старица) через посредство криптокристаллического доломита.

Химический состав испытанных доломитов приведен в табл. 3. Для доломитов отмечается иногда значительное содержание SiO_2 от 1.76 до 6.36%, Al_2O_3 от 0.34 до 3.27%, MgO от 17.75 до 20.89% и CaO до 31.12%. Приводимое высокое содержание кремнезема и глинозема в составе доломитов карьера бывш. НКПС № 1, подстилающих верхний мергелистый комплекс (табл. 3, столбец 9), противоречит данным микроскопии (шл. 39, 45) и результатам анализа доломитов карьера известково-алебастрового завода (табл. 3, столбец 11). По данным лаборатории физико-механических исследований ИГН АН СССР, удельный вес доломитов близок к таковому чистого доломита (2.85), а приводимые иногда ведомственными лабораториями более низкие цифры нуждаются в проверке.

Пористость и механическая прочность доломитов значительно колеблются: наиболее плотные (5.28%) и прочные (3278 кг/см²) разности происходят из окрестностей Старицы, самые высокопористые (24.00%) и слабые (340 кг/см²) из окрестностей Песков (сводные табл. 18 и 19).

С высокой механической прочностью и плотностью старицких доломитов совпадает отмечавшаяся их большая хрупкость.

Наблюдаемая неодинаковая перекристаллизация синхроничных по возрасту мячковских и песковских доломитов может быть поставлена в связь с различной пористостью, способствующей циркуляции растворов. Менее пористые мячковские доломиты (пелитоморфно-криптокристаллические) перекристаллизованы слабее, чем песковские доломиты (крипто-микрокристаллические), более пористые.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1. Механическая прочность известняков Песковской группы месторождений колеблется от 144 до 333 кг/см²; несколько выпадает из общего ряда образец 62, имеющий механическую прочность в 579 кг/см². Средняя механическая прочность 8 песковских известняков (264 кг/см²) несколько ниже прочности 12 мячковских (297 кг/см²), что связано с повышенной пористостью их (25.5%) по сравнению с мячковскими (19.4%).¹ В эти средние числа не вошли только шламово-афанитовые известняки, представляющие обособленную группу. Они исключены и из дальнейших сопоставлений. В пределах каждой группы месторождений приведенная механическая прочность известняков хорошо определяется как функция степени перекристаллизации их, выраженная количеством микрокристаллического кальцита. На фиг. 2 видно, что обломочные известняки со скелетной структурой вторичного кальцита прочнее, чем детритусовые с

Таблица 7

Размер зерен и пористость доломитов разных структурных групп подмосковного среднего карбона

Структурные признаки	7,10с	43	39,45	64с	23с	75с	370с
Зерна доломита в мм от . . .	—	0.005	0.005	0.005	0.01	0.02	0.005
среднее . . .	—	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02 (0.03)	0.02
до	0.005	0.02	0.02(0.03)	0.01 (0.02)	0.02 (0.03)	0.05	0.06
Поры в мм от . .	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	—
среднее . . .	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	—
до	0.60	0.60	0.20	0.60	0.10 (0.30)	1.00	до 0.05
Количество пор в %	5—7	6	10	5—10	5	5	един.

7,10с Доломиты пелитоморфно-криптокристаллические. Мячково, Титовский карьер.

43 » пелитоморфно-крипто-микрористаллические. Пески, карьер бывш. НКПС № 1.

39,45 » криптокристаллические. Пески, карьер бывш. НКПС № 1.

64с » крипто-микрористаллические. Пески, карьер алебастрово-известкового завода.

23с » микрористаллические. Домодедово, Рыбушкин овраг.

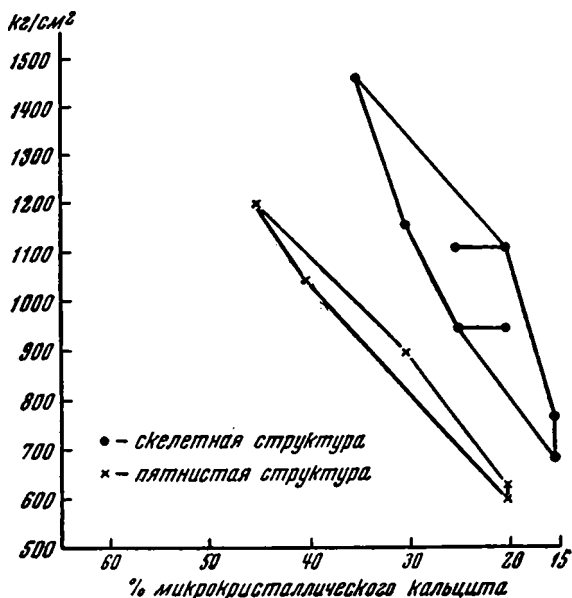
75с » микрористаллические. Дубенки, карьер бывш. Треста скульптуры и облицовки (ТСО).

370с » микрористаллические. Старица, правый берег Волги.

¹ Средняя приведенная механическая прочность песковских известняков несколько ниже, чем мячковских (1030 кг/см²) при том же содержании микрокристаллического кальцита. Мы склонны объяснять это искажениями в формуле приведенной прочности (Залесский, 1941), которая дает неправильные результаты для пород высокой пористости.

пятнистой структурой. Простое сопоставление свойств известняков двух групп месторождений не всегда удастся, вследствие специфичности пород каждого месторождения.

Механическая прочность изучавшихся доломитов также увязывается со степенью перекристаллизации их, выраженной нами первоначально (Б. В. Залесский, В. Я. Степанов, К. П. Флоренский, 1950) как преобладающий размер зерен этих доломитов. На фиг. 3 и в табл. 8, обобщающей большее количество данных по доломитам, чем в предыдущей работе,



Фиг. 2. Приведенная прочность известняков в зависимости от количества микрокристаллического кальцита.

лических доломитов регулируется плотностью сцепления зерен, более низкой в случае домодедовских и более высокой в случае дубенковских и особенно старицких пород.

показано значительное расхождение их прочности при одинаковой средней величине зерен в породе, обусловленное особенно сближением этих зерен (микрокристаллические различия). Как и в случае известняков, менее прочными являются пелитоморфно-криптокристаллические (Мячково) и более прочными микрокристаллические (Домодедово, Дубенки, Старица) доломиты. Промежуточное положение занимают криптокристаллические доломиты (Пески), обнаруживающие переходы к пелитоморфным и микрокристаллическим как по структуре, так и по механической прочности.

Временное сопротивление сжатию микрокристаллических доломитов регулируется плотностью сцепления зерен, более низкой в случае домодедовских и более высокой в случае дубенковских и особенно старицких пород.

Таблица 8

Приведенная механическая прочность доломитов разных структурных групп

Микроструктура доломита	Механическая прочность сухих образцов в кг/см²		Истинная пористость в %	Месторождение
	приведенная	наблюдаемая		
Пелитоморфно-криптокристаллическая (7, 10с)	786—856	393—428	12	Мячково
Пелитоморфно-криптомикрокристаллическая (43)	1172	340	24	Пески
Криптокристаллическая (39, 45)	2022	809	17	
Криптомикрокристаллическая (64с)	2389	1124	16	
Микрокристаллическая (23с)	2315	855	20	Домодедово
» (75с)	3580—4182	1464—1790	10—20	Дубенки
» (370с)	4616	3278	5	Старица

2. Потеря прочности при размокании известняков в общем случае также подтверждает закономерность, установленную для мячковских

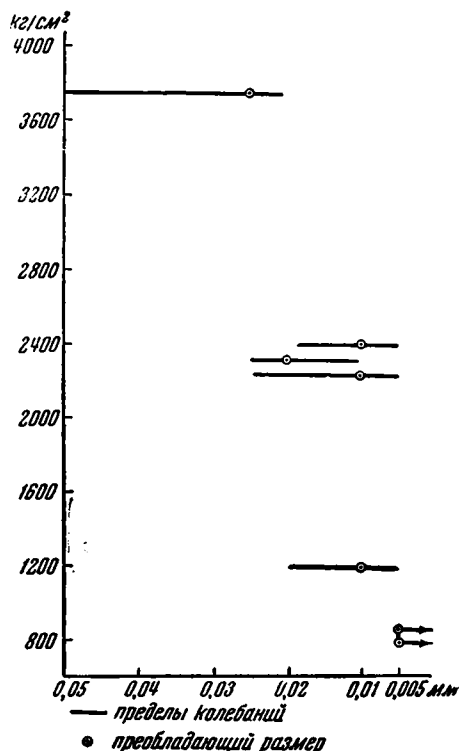
известняков: с повышением содержания пелитоморфного кальцита она возрастает. С увеличением количества изученных пород увеличился и разброс точек на кривой, намечающей эту зависимость, но общая тенденция ее остается выраженной достаточно четко (см. табл. 9).

Для доломитов намечается зависимость потери прочности при размокании от пористости (табл. 10). Резко выпадает из общего ряда образец 75, что, как мы думаем, связано с неоднородностью его сложения. После испытания на морозостойкость он показал даже увеличение прочности, что вряд ли может иметь место в действительности.

3. Водонасыщение известняков при стандартных испытаниях, как правило, не доводится до конца, как это показано было в предыдущей работе. Наши определения показали, что степень насыщения, получаемая в лабораториях промышленного типа, ближе всего соответствует насыщению при капиллярном подсосе. Она характеризует не истинную замкнутость части пор, а количество заземленного воздуха, остающегося в породе при капиллярном подсосе воды. Степень насыщения, т. е. объем пор, заполненных водой, колеблется от 44 до 77% общей пористости и лишь в исключительных случаях превышает эту цифру.

Между тем, для получения сравнимых результатов при изучении размокания, морозостойкости и некоторых других свойств величина истинного водонасыщения, т. е. доведение степени насыщения до 90—100%, имеет решающее значение.

Увлажнение образца в некоторых пределах может приводить не к потере прочности, а наоборот, к цементации образца капиллярными силами, которая в тонкопористых системах



Фиг. 3. Приведенная прочность доломитов в зависимости от преобладающего размера зерен.

Таблица 9
Содержание пелитоморфного кальцита и потеря прочности при размокании известняков

№ шл.	Карьеры	Механическая прочность воздушно-сухого в кг/см²	Механическая прочность водонасыщенного в кг/см²	% потери прочности	% пелитоморфного кальцита
36	Бывш. НКПС № 1	148	110	25.7	45
62	Алеб.-изв. з-да № 5	579	467	19.2	50
44	Алеб.-изв. з-да № 5	311	253	18.7	50—55
42	Бывш. НКПС № 1	173	130	24.9	65
33	» № 1	144	73	49.2	70
26, 31	№ 4 Моссиликата	203	121	42.1	75

Потеря прочности при размокании и пористость доломитов

№ обр.	Карьеры	Механиче- ская проч- ность воз- душно-сухо- го в кг/см ²	Механиче- ская проч- ность водо- насыщенного в кг/см ²	Потеря прочно- сти в %	Пористость	
					общая в %	ультра- поры в %
64	Алеб.-изв. з-да № 5 .	1124	1079	4.0	15.7	9
39, 45	Бывш. НКПС № 1 . .	809	751	6.4	16.6	7
43	» » № 1	340	278	18.2	24	18
23	Домоделово	855	656	23.2	20	15
75	Дубенки	2062	1516	26.5	10	5

может достигать заметной величины. Этот процесс, давно известный для сыпучих грунтов (песков и глин) исследовался в бетонах Фрейсине. Общая теория его рассматривается также Покровским (1937). Для горных пород этот вопрос разработан недостаточно и требует экспериментального изучения. Гетеропорозная система, как известняк, в этом отношении стоит, вероятно, довольно близко к суглинкам и супесям, для которых, по Покровскому, резкий скачок в силах сцепления должен наблюдаться в пределах от 7 до 18% влажности и может доходить до 8 кг/см², т. е. составлять до 10% прочности слабых известняков.

О решающем значении степени насыщения для морозостойкости мы писали в предыдущей работе и скажем несколько слов ниже.

4. Для дифференциального изучения пористости мы применили методы, на которых остановимся несколько подробнее.

Как известно, процессы, происходящие в порах различного диаметра, могут резко отличаться друг от друга как количественно, так и качественно.

В прозрачном шлифе трудно изучать поры менее 0.02 мм и в аншлифе менее 0.005 мм. Для изучения пористости приходится применять другие методы.

Для определения среднего диаметра пор целесообразнее применять также косвенные физические методы. Фактически каждый из них определяет не истинный средний диаметр, а средний действующий диаметр пор по отношению к изучаемому свойству. В зависимости от выбранного свойства, он в принципе будет колебаться для одной и той же породы.

В грунтоведении для изучения ненарушенных структур почв и грунтов, обладающих малой разбухаемостью, оказалась весьма плодотворной гипотеза капиллярных трубок. Несмотря на значительное отклонение экспериментальных величин от вычисленных теоретически, применимость ее для практических целей в некоторых ограничительных условиях оправдывает себя.

Для определения среднего действующего диаметра пор можно воспользоваться капиллярным передвижением воды в почве, связанным с радиусом пор классическим уравнением Пуазейля для потока через цилиндрическую трубку (Кин, 1933):

$$V = \frac{\pi \cdot g \cdot P \cdot \rho \cdot t \cdot r^4}{8\eta \cdot l},$$

где V — объем жидкости, протекшей за время t , g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность жидкости, η — вязкость жидкости, P — давление, l — длина трубки, r — радиус трубки.

Скорость капиллярного проникновения для воды будет равна (Покровский, 1937):

$$\frac{dl}{dt} = \frac{Pr^2}{8\eta l},$$

где η — коэффициент вязкости — для воды приблизительно равен 0.01 CGS. Считая, что в известняках давление P , движущее капиллярную воду, подчиняется формуле Лапласа

$$P = \frac{2\sigma}{r},$$

где σ — поверхностное натяжение воды, равное при полном смачивании 750 дин/см, а l при вертикальном подъеме воды вверх равно H , получаем:

$$\frac{dH}{dt} = K \left(\frac{\sigma r}{4\eta H} - 1 \right).$$

Эта формула предполагает, что порода в процессе капиллярного подсоса полностью заполняется водой, чего нет в действительности.

Ведя наблюдение в начальных стадиях подъема воды, мы весьма приближенно допускаем, что $v = \frac{\sigma r}{4\eta H}$, где v — скорость подъема воды, равная $\frac{H}{t}$ (t — время наблюдения). Отсюда $r = \frac{4\eta H^2}{\sigma t}$ или, произведя численные подстановки,

$$r = \frac{H^2}{0.53t} \text{ или } d = \frac{H^2}{0.27t},$$

причем само собой разумеется, что r и H выражаются в см, а t в сек. Опыт ведется простейшим способом: призма известняка $1 \times 1 \times 6$ см погружается одним концом в воду и наблюдается передвижение границы капиллярного смачивания вверх по боковым сторонам призмы, отчетливо видимое в начальных стадиях опыта.

Таким образом, отмечается передвижение «фронта» воды, связанное со средним диаметром широкой части капилляров. В узких капиллярах происходит защемление воздуха вследствие более медленного движения воды и они постепенно выключаются из действия, что проявляется в более размытом характере границы смачивания, проявляющейся по мере продолжения опыта.

Этот метод был испытан на известняках и части доломитов со средней пористостью 15—25% и средним действующим диаметром капилляров в 0.01—0.3 мм (табл. 11). Вероятно, эти границы и являются пределом его применимости.

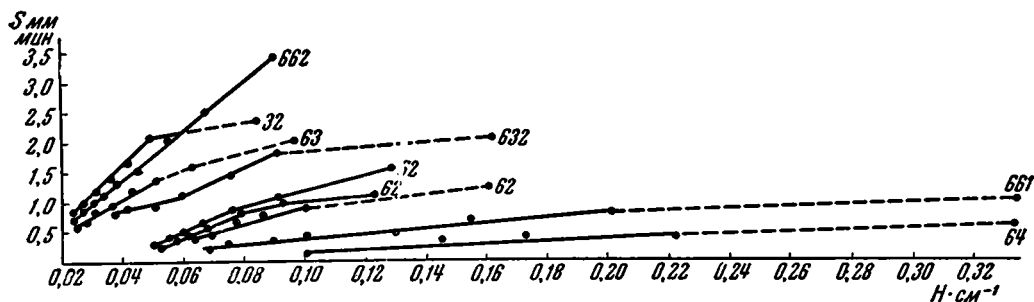
С целью проверить принципиальную применимость этой приближенной формулы, нами был построен ряд графиков, приведенных к прямолинейной зависимости, на которых по оси абсцисс отлагалась величина, обратная высоте поднятия воды ($H \cdot \text{см}^{-1}$), а по оси ординат — средняя скорость движения фронта воды за то же время. При этом ожидавшаяся прямолинейная зависимость в общем подтвердилась для большинства образцов при времени наблюдения 15—60 мин. Наиболее надежные результаты получаются при наблюдении границы смачивания за 20—30 мин. Граница обводится жестким карандашом, и по окончании опыта производится измерение средней высоты поднятия. Эта высота, вообще говоря, неодинакова по всему фронту движения воды, вследствие неравномерности строения породы. Наблюдаемые отклонения от линейной зависимости относятся к двум типам: во-первых, разброс точек связан с неоднородно-

Средний эффективный диаметр пор пород в мм, определенный по скорости капиллярного поднятия

Образец	Время наблюдения м.								Средний диаметр	Средний диаметр под микроскопом
	5	10	15	20	30	40	55	70		
63—известняк . .	0.13	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.15	0.158	0.1
62—известняк . .	0.15	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.046	0.2
62—известняк . .	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.057	0.2
62—известняк . .	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.056	0.2
64—доломит . .	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.01	0.01	0.1

стью породы и ошибками опыта и, во-вторых, более существенным является уклонение начальных точек от прямой в сторону более низких скоростей. Интересно, что теоретические поправки и опыты Кравкова (Кин, 1933, стр. 70) приводят к уклонению от прямолинейной зависимости в обратную сторону, при длительном наблюдении.

Мы склонны объяснить наши результаты затруднениями в начальные моменты смачивания породы, связанными с загрязнением ее поверхности, частичным забиванием поверхностных отверстий пор при распиловке и т. д., а также потерей времени, потребного на смачивание части внутренней поверхности образца, погруженного в воду. Через 10—15 мин. от начала опыта этот эффект перестает сказываться (фиг. 4).



Фиг. 4. Средняя скорость капиллярного поднятия воды в зависимости от обратной высоты поднятия.

Среднее максимальное отклонение одного определения эффективного диаметра пор от среднего результата для 11 различных пород равно $\pm 25\%$. Среднее вероятное отклонение значительно меньше.

Обращает на себя внимание резкое расхождение данных, полученных физическим и микроскопическим путем, для образцов крупнообломочного известняка 62 и доломита 64. В известняке 62 крупные поры до 0.6 мм, наблюдаемые под микроскопом, очевидно, не сообщаются между собой широкими ходами и не определяют поэтому скорость движения воды, а в образце 64 больше половины пор не просматриваются под микроскопом.

Весьма важно для понимания ряда свойств породы иметь представление о дифференциальном распределении пор по размерам и форме.

К сожалению, общего метода для определения всех групп пор не существует. Разработка метода, более или менее удовлетворяющего в этом

отношении, нами продолжается, но пока мы делаем попытку подойти к этому вопросу комбинированными методами, которые дают свои результаты несмотря на все их несовершенства.

Если макро- и микропоры (до 0.02 мм в прозрачных шлифах и 0.01—0.005 мм в аншлифах) можно изучать микроскопически, то ультрамикропоры требуют физических методов. Один из немногих методов изучения ультрамикропористости основан на применении формул Томсона и Андерсона при капиллярной конденсации. Этот метод применяется в различных модификациях, сущность которых сводится к следующему. (Сводку литературы см. И. Н. Антипов-Каратаев, 1948; Брунауэр, 1948.)

Последующий за адсорбционным процесс капиллярной конденсации пара происходит за счет понижения упругости пара над вогнутым мениском в узких капиллярах. Согласно формуле Томсона соотношение между капиллярностью, упругостью пара и поверхностным натяжением выражается следующей зависимостью:

$$\ln \frac{p}{P_s} = \frac{-2\sigma v}{rRT},$$

где p — давление пара под вогнутым мениском, P_s — давление насыщенного пара жидкости над плоской поверхностью в сосуде при той же температуре, v — молекулярный объем жидкости, r — радиус кривизны мениска жидкости в капилляре, при полном смачивании равный радиусу капилляра, σ — поверхностное натяжение, R — газовая константа и T — абсолютная температура.

Радиус кривизны мениска может быть вычислен по формуле Андерсона

$$r = \frac{2\sigma \cdot d_1}{P_s \cdot d_2} \cdot \ln \frac{p}{P_s},$$

где d_1 и d_2 — соответственно плотности пара и жидкости.

Подставив в формулу соответственные числовые значения для воды: $T = 288^\circ \text{ абс.} = 15^\circ \text{ C}$; $P_s = 12.7 \text{ мм Hg}$; $\sigma = 73.26 \text{ эрг/см}^2$; $d_1 = 1.271 \times 10^{-5} \text{ г/см}^3$, мы можем вычислить величину радиусов пор, в которых в зависимости от упругости пара должна происходить капиллярная конденсация воды (табл. 12).

Таблица 12

Зависимость радиуса пор, заполняемых конденсационной водой, от упругости пара окружающего пространства (по Антипову-Каратаеву, 1948, стр. 75)

в мм Hg	$\frac{p}{P_s}$	в см. $r \cdot 10^{-7}$	в мм Hg	$\frac{p}{P_s}$	в см. $r \cdot 10^{-7}$
4.0	0.315	0.954	9.0	0.708	3.200
5.0	0.394	1.182	9.5	0.748	3.796
5.5	0.433	1.317	10.0	0.787	4.613
6.0	0.472	1.470	10.5	0.828	4.795
6.5	0.511	1.646	11.0	0.867	7.672
7.0	0.551	1.850	11.5	0.906	11.11
7.5	0.590	2.093	12.0	0.945	19.46
8.0	0.630	2.385	12.5	0.985	69.39
8.5	0.670	2.746	12.7	1.000	плоская поверхность

При этом чем выше давление пара $\frac{p}{P_s}$, тем труднее добиться равновесия и получить полное насыщение капилляров, что ставит практический предел для определения диаметра капилляров по капиллярной конденсации

воды около $2 \cdot 10^{-5}$ см. Определяя упругость пара в сосуде и зная изменение в весе образца при достижении равновесия с паром данной упругости, мы находим объем заполненных водой капилляров, который численно равен разности между весом образца в равновесии и весом абсолютно сухого образца. При этом ошибка за счет адсорбированной влаги сравнительно невысока и ею можно пренебречь.

В случае вероятности коллоидального разбухания породы или других побочных процессов, связанных с водой, вместо водяных паров можно пользоваться рядом других веществ, как, например, растворами бензола в вазелиновом масле, имеющими определенную упругость паров.

Для получения пара заданной упругости можно или впускать небольшое количество пара и измерять его парциальное давление в сосуде, или помещать образец в эксикаторе над раствором, имеющим определенную упругость пара. Для этой цели можно пользоваться растворами серной кислоты различной крепости, насыщенными растворами ряда электролитов и т. д.

Для определения адсорбции пара имеется ряд методов (см. например, Антипов-Каратаев, 1948). Нами был использован следующий простейший из них, который позволяет вести опыт сразу над большим количеством образцов. Испытуемые образцы весом около 3 г помещаются в большой вакуум-эксикатор с 6% серной кислоты при температуре около 15°C и оставляются там для достижения равновесия на 2—3 недели. После этого образцы взвешиваются в бюксах и определяется изменение в весе образца. Количество серной кислоты в эксикаторе должно быть таково, чтобы она не изменила заметно концентрацию за время опыта и в нашем случае было около 2 л. При этом мы получаем суммарный объем всех капилляров, имеющих радиус менее $99.8 \cdot 10^{-7}$ см, не задаваясь более детальным расчленением их по размерам (табл. 13).

Таблица 13

Упругость пара воды в мм Нг над растворами серной кислоты различной крепости и соответствующий ей радиус заполненных капилляров в 10^{-7} см
(Рабинович и Фортунатова)

% H_2SO_4		6.0		15.27		19.19		21.53		26.24		41.13		41.12	
		p	r	p	r	p	r	p	r	p	r	p	r	p	r
t°	p														
0.0°	4.58	4.5	68.3	4.13	11.54	4.0	8.84	3.9	7.4	3.65	5.27	2.3	2.13	2.24	1.67
12.5°	10.83	10.7	93.0	10.50	11.12	9.6	9.06	9.47	8.31	8.8	5.37	5.9	1.83	5.67	1.72
15.0°	12.74	12.6	99.8	11.70	9.91	11.3	9.19	11.12	8.10	10.3	5.18	7.0	1.84	6.74	1.73

Основным недостатком метода является длительность опыта и затруднительность поддерживать температуру в течение всего срока. Для этого мы помещали вакуум-эксикатор в большой сосуд с водой, смягчающей температурные колебания, которые не превосходили $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ за все время опыта.

Вообще говоря, при сравнении процесса адсорбции и десорбции замечается некоторое расхождение в получаемых результатах. На причину этого гистерезиса адсорбции различные исследователи смотрят по-разному, вероятно, она имеет сложный характер.¹ Для подхода к изучению формы

¹ Сводку теорий, объясняющих гистерезис адсорбции, см. Брунауэр, 1948.

пор весьма заманчива гипотеза «бутылочных» пор, по которой, если имеются сравнительно широкие поры с узким входом — «горлышком», то заполняются они при достижении равновесия с паром в широкой части поры, а опоражниваются при равновесии с узкими «горлышками» поры. Не имея основания настаивать на полной применимости этой гипотезы, мы считаем, что подобное явление несомненно имеет место и поэтому условно весь гистерезис адсорбции относим за счет пор «бутылочного» типа.

Для изучения этого явления сначала часть образцов по возможности полно насыщалась водой длительным кипячением под вакуумом, а другая — помещалась в вакуум-эксикатор в сухом виде. По достижении равновесия количество воды, захваченной образцом, определялось как разность между весом образца в равновесии с паром и весом сухого образца, высушенного при 105° С до постоянного веса. На наши результаты следует смотреть лишь как на сугубо ориентировочные, дающие представление лишь о порядках величины в первом приближении (табл. 14).

Таблица 14

Распределение пор по группам размеров при комбинированном их изучении разными методами

№ образ- ца	Пористость в %						
	Метод						
	Физиче- ский	Микро- скоп	Адсорбционный	По разности	Адсорбц. по разности по- ры с узкими входами		
					Диаметр в мм		
					Суммарно	>0.02	<0.0002
			адсорб.	десорб.	адсорб.	десорб.	
32	31.42	20	0.55	1.18	10.87	10.24	0.63
62	16.67	10	0.36	0.34	6.31	6.33	—0.02
63	22.29	8	2.51	1.65	11.78	12.64	—0.86
64 ¹	15.67	7	1.43	1.71	7.24	6.96	0.28
75 ¹	10.02	5	2.61	3.18	2.31	1.84	0.57

Если эти же данные отнести к общей пористости, принятой за 100%, то получается следующий результат:

32	100	64	1.8	3.8	34.2	32.2	2.0
62	100	60	2.2	2.0	37.8	38.0	?
63	100	36	11.3	7.9	52.7	56.6	?
64 ¹	100	45	9.1	10.9	45.9	44.1	1.8
75 ¹	100	50	25.8	31.1	25.2	19.9	5.9

¹ Образцы доломитов

Неожиданные результаты определений для образцов 62 и 63, для которых влажность при адсорбции оказалась выше десорбционной, видимо, следует объяснить неоднородностью образцов: получение средних данных для них требует, очевидно, значительно большей навески.

4. Морозоустойчивость породы и ее прогноз по структуре являются одним из наиболее трудных для изучения свойств.

Однако при соблудении определенных предосторожностей в эксперименте и обработке его удается заметить известную закономерность между морозоустойчивостью пород сходных структурных типов и развитием ультрапористости в них, как это было показано в предыдущей работе. Не вызывает сомнений целесообразность введения понятия степени насыщения, показывающей отношение пор, заполненных водою, к общей пористости породы.

Более спорна возможность введения понятия приведенной потери прочности от замораживания, получаемой нами как частное от деления

$$\frac{\% \text{ потери прочности} \times 100}{\text{степень насыщения}}.$$

Это понятие подразумевает критическое водонасыщение для всех пород данного типа одинаковым и линейную зависимость потери прочности от степени насыщения. Эксперимент подтверждает такое допущение лишь как самое первое приближение к действительности, требующее весьма значительных поправок. Несмотря на это, практически оказывается возможным пользоваться этим грубым приближением к действительности для сходных пород, по крайней мере до тех пор, пока не будет выявлена более строгая закономерность.

Для мячковских известняков пятнистой структуры была показана зависимость между приведенной потерей прочности от замораживания и относительным развитием ультрапористости, определенной как отношение разности между общей физической и микроскопической пористостью к общей пористости.

Песковские известняки подтверждают ту же зависимость (табл. 15), но сравнение этих двух групп месторождений между собой дает весьма значительный разброс точек. То же, впрочем, наблюдается и при сравнении других свойств. Причины такого расхождения нами изучаются и будут предметом следующей статьи.

Сейчас мы ограничимся сравнением пород, относящихся к месторождениям, не слишком удаленным друг от друга.

Таблица 15

Приведенная потеря прочности при замораживании песковских известняков в зависимости от относительного развития ультрапор

№ образца	Степень насыщения в %	Приведенная потеря прочности в %	Относительное количество ультрапор в %	Месторождение
62	72.3	9.8	41	карьер алебастрово-известкового завода
63	77	37	63	То же
44	67	94	70	» »
42	78	79	75	бывш. НКПС № 1
—	60.5	114	90	То же
36	44.2	110	100	» »

Таблица 16

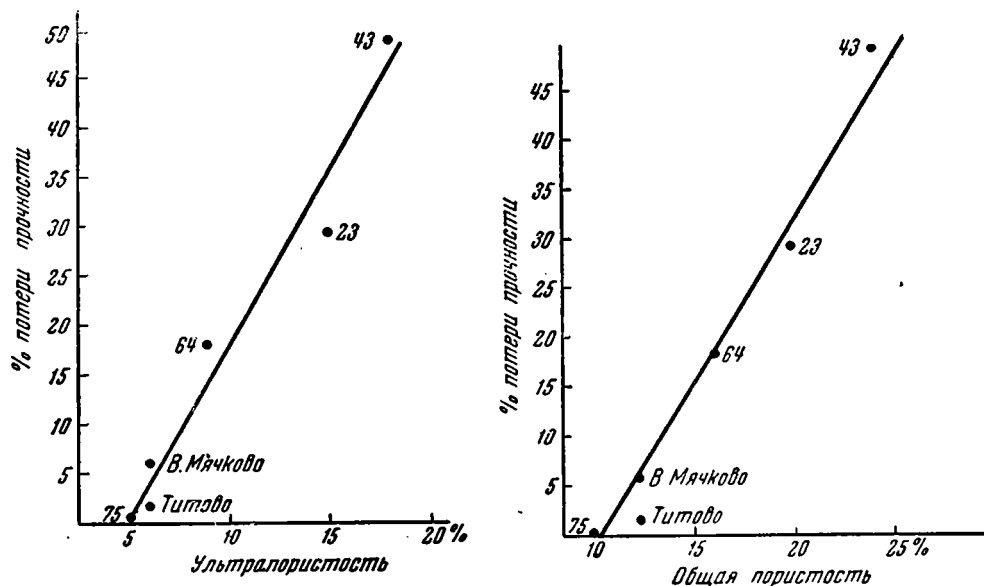
Приведенная потеря прочности при замораживании известняков с малой ультрапористостью

№ образца	Месторождение	Механическая прочность после водонасыщения. кг/см ²	Степень насыщения в %	Приведенная потеря прочности в %	Относительное количество ультрапор в %
33	Карьер бывш. НКПС № 1	73	54.	58	0
26, 31	Карьер № 4 Моссиликата	121	73.5	74	0

В табл. 15 вошли все песковские известняки, отличающиеся значительным развитием ультрапористости, за исключением афанитовых. Образец 62 относится к обломочным известнякам, образец 36 к шламмовым и остальные — к детритусовым.

Совершенно иная картина получается при сравнении известняков, ультрапористость которых близка к нулю; здесь на первое место выступают другие факторы (табл. 16).

Первый образец относится к органогенно-обломочным, а второй — к обломочным косослоистым известнякам.



Фиг. 5 и 6. Потеря прочности от замораживания доломитов в зависимости от ультрапористости и общей пористости.

Потеря прочности при замораживании у доломитов, вероятно, поднимается также развитию ультрапористости. Однако, так как относительно развитие ультрапористости колеблется незначительно и определено не вполне надежно в связи с неоднородностью доломитов, более четко выступает зависимость морозоустойчивости от абсолютного количества ультрапористости или общей пористости, что нам не удастся установить на имеющемся материале; и та и другая зависимость прямолинейна (фиг. 5 и 6).

Таблица 17

Потеря прочности при замораживании и связь с характером пористости доломитов

№ образца	Местоположение	Степень насыщения в %	Приведенная потеря прочности в %	Количество относительное ультрапор в %	Количество абсолютное ультрапор в %	Общая пористость в %
75	Дубенки	100	0	50	5	10
7,10	Титово	84.2	1.25	50	6	12
—	В. Мячково	86.5	5.9	50	6	12
64	Пески, карьер 5	112	18.2	56	9	16
23	Домодедово	103	29.5	75	15	20
43	Пески, бывш. НКПС № 1	89	49	75	18	24

Стандартные физико-механические испытания

Образцы	Известняки, карьеры	Пачки слоев	Вес удельный	Вес объемный		Пористость истинная в %	Приведенная механическая прочность, кг/см ²	Временное	
				от — до	средний			↓ слоистости	
								от — до	средн.
1) Органогенно-обломочные									
62/636	С включениями мергелистых пород. № 5 алеб.-извест. з-да	1	2.69	2.22 2.27	2.24	16.67	1447	548 634	579
26,31	Косослоистые № 4 Моссиликата	6	2.71	1.90 1.96	1.95	29.00	944	198 205	203
61/741	» »	6	2.72	1.81 1.86	1.84	32.10	1079	180 194	190
33	Местами косослоистые бывш. НКПС № 1	1	2.71	1.72 1.76	1.74	35.80	1107		144
2) Органогенно-детритусовые									
63/635	Мелкодетритусовые № 5 алеб.-извест. з-да	3	2.72	2.04 2.15	2.09	23.16	1110	284 396	333
44	То же	3	2.72	2.13 2.17	2.16	20.00	888	291 328	311
—	Бывш. НКПС № 1	3	2.70		2.16	20.00	626		219
42	То же	2	2.71	2.02 2.09	2.05	24.00	596	157 191	173
3) Органогенно-шламмовые									
36	Неравномерно-зернистые, бывш. НКПС № 1	4	2.73	1.67 1.69	1.68	38.00	1480	137 157	148
4) Шламмово-афанитовые									
22	Фарфоровидные № 4 Моссиликата	4	2.69	1.83 1.85	1.84	29.0	1102	205 252	237
35	Брекчиевидные бывш. НКПС № 1	4	2.69	1.99 2.04	2.01	25.0	878	212 253	237

Примечание. Образцы кубиков и цилиндров имеют одинаковые размеры зал выкрашивание ребер после 7 и граней после 15 циклов; обр. 61/741 обнарушивается после 25 циклов; после 20 циклов один кубик развалился и другой сильно циклов замораживания.

известняков Песковского месторождения

сопротивление сжатию в кг/см²						Водопоглощение в вес. %						Износ на барабане Деваля	№ разрушающего удара		Примечание
слоистости		водонасыщенного		после 25 замораживаний		свободное		принудительное							
от-до	средн.	от-до	средн.	от-до	средн.	от-до	средн.	от-до	средн.						
435 660	576	418 496	467	372 468	434	4.69 6.57	5.8	6.19 7.66	6.91	—	1.5 3.0	2.1	Образцы — кубики		
—	—	110 136	121	41 68	55	10.7 11.2	10.9	—	—	—	—	—	Образцы цилиндрические		
130 210	160	100 100	100	Разруш.		15.2 16.3	15.8	16.3 17.7	17.81	—	—	—	Образцы — кубики		
—	—	68 82	73	27 95	50	9.7 12.4	11.2	—	—	—	—	—	Образцы цилиндрические		
284 396	317	279 338	308	185 255	220	7.84 8.61	8.2	8.66 9.38	9.04	22,20	1.1 3.0	1.7	Образцы — кубики		
—	—	246 260	253	75 88	83	—	6.20	—	—	—	—	—	Образцы цилиндрические		
—	—	—	132	—	91	—	5.6	—	—	—	—	—	То же		
—	—	109 144	130	27 95	50	7.30 10.20	9.1	—	—	—	—	—	» »		
—	—	96 123	110	41 68	55	6.8 8.1	7.4	—	—	—	—	—	То же		
—	—	150 191	164	96 150	118	8.0 9.3	8.7	—	—	—	—	—	То же		
—	—	157 164	159	34 48	41	7.2 8.6	7.7	—	—	—	—	—	» »		

по ребру, высоте и диаметру, равные 5 см. При замораживании обр. 62/636 показал выкрашивание ребер и углов незначительное после 5 циклов и резко усилив-
выкрошился; обр. 63/635 показал выкрашивание ребер после 11 и граней после 22

Стандартные физико-механические испытания

Образцы	Карьеры	Породы	Пачки слоев	Вес образцов			Пористость истинная в %
				удельный	объем- ный		
					от	до средн.	
—	Верхнее Мячково	Ноздреватые	18	2.75(?)	2.40	2.41	12.00
7.10с...	Титово	Массивные	18	2.77(?)	2.43 2.39 2.45	2.40	12.00
64/634	Алебастр.-извест. за- вода № 5	Внизу ка- вернозные	3	2.85	2.56 2.39	2.40	15.67
39,45	Бывш. НКПС № 1	Массивные, глыбовые	3	2.83	2.34 2.17 —		
43	То же	Массивные, плитняко- вые	3	2.83	1.99 2.04	2.15	24.00
23/638	Домодедово (Рыбуш- кин овраг)	С отдель- ными ка- вернами	—	2.85	2.20 2.34	2.28	19.97
Расчистка 3	Дубенки (лев. берег р. Коломенки, карьер бывш. ТСО)	Массивные	Основ. карьер- ера	2.86	2.23 2.31	2.28	20.30
Расчистка 2	То же	»	»	2.86	—	2.34	18.18
Шурфы 1—3	» »	»	»	2.86	2.37 2.53	2.44	14.69
и расчист- ки 1,2	» »	»	»	2.86	2.51 2.52	2.51	12.23 15.30
Расчистка и шурф 3	Прав. берег Коломен- ки (у бывш. плоти- ны Дубенской мель- ницы)	»	»	2.82(?)	—	2.43	12.10
—	Карьер бывш. ТСО	»	»	2.86	—	2.29	20.00
М. Г. Г. У. 75/633	То же	»	»	2.85	2.52 2.59	2.56	10.17
370/684	Старица (прав. бер. Волги)	»	»	2.85	2.69 2.70	2.70	— 5.28

ДОЛОМИТОВ ПОДМОСКОВНОГО СРЕДНЕГО УГЛЕКОСЛОВОГО

Приведенная механическая прочность, кг/см ²	Временное сопротивление сжатию в кг/см ²						Водопоглощение в весов. %				Иванос в барабане Деваля	М разрушающего удара	Примечание
	сухие		водонасыщенные		после 25 замораживаний		свободное		принудительное				
	от-до	средн.	от-до	средн.	от-до	средн.	от-до	средн.	от-до	средн.			
856	409	428	383	396	356	374	3.30	3.70	—	—	7.4	—	Выдержал 25 замораживаний То же
786	452	393	409	286	383	283	4.30	4.20	—	—	5.7	—	
	370		280		273		3.90						
	413		297		288								
2389	1379		1506		611	873	6.78	7.39	7.72	8.41	3.6	9	Ничтожное выкрашивание у кубиков ребер и углов после 25 замораживаний
	1287	1124	652	1079	950	1058	8.40		9.66				
	675												
	658												
2022	500	809	464	751	—	—	1.04	4.19	—	—	11.00	—	Выдержал 25 замораживаний То же
	1352		1250				5.05				(?)		
1172	321	340	260	278	137	157	4.80	5.30	—	—	—	—	
	356		301		184		6.00						
2315	737	855	409	656	519	563	8.84	8.95	8.85	8.93	—	—	На 18-м замораживании откололся угол от кубика, выбывшего из испытаний Выдержал 6 замораживаний в насыщенном растворе Na ₂ SO ₄
	976		792		607		9.07		9.01				
2211	630	774	517	567	—	—	—	4.50	—	4.60	—	—	
	941		588										
2364	—	898	—	801	—	—	5.78	6.13	—	—	—	—	Начало разрушения после 3—5 замораживаний в насыщенном растворе Na ₂ SO ₄ . Два образца из шурфа 2 выдержали 6 испытаний
2643	1021	1163	595	732	—	—	6.35	5.46	—	—	—	—	
	1326		997				—						
3088	1530	1544	928	941	—	—	3.15	4.40	—	—	—	—	
	1558	1790	955				6.44						
3580	—	—	1060	—	—	—	3.91	4.93	—	—	—	—	
							5.95	(?)					
							(?)						
4182	—	1464	—	1277	852	—	3.80	—	—	—	—	—	Выдержал 25 замораж. в холокамере Незначительное выкрашивание у кубиков углов на 9-м и ребер на 22-м замораж.
3755	1822	2062	1146	1516	1518	1644	3.58	3.72	3.74	3.84	—	—	
	2205		1763		1731		3.96		4.03				
4616	3202	3278	2119	2454	—	—	—	—	2.17	2.23			Кубики начали показывать незначительное выкрашивание углов и ребер на 10-м и появление трещин, параллельных граням, на 24-м замораживании; выбыли из испытаний на 25-м замораживании
	3413		2645						2.32				

Сопоставление морозоустойчивости с общей пористостью доломитов других месторождений обычно не дает результатов, что делает более вероятной связь ее с ультрапористостью, как и для известняков (табл. 17).

Таким образом, в результате настоящей работы подтверждается на примере пород Песковской группы месторождений ряд закономерных зависимостей физико-механических свойств карбонатных пород от особенностей их структуры.

В дальнейшем необходимо изучить породы, отклоняющиеся по своим свойствам от общих закономерностей, и выяснить причину этого явления.

Детальное сопоставление известняков Песковской и Мячковской групп месторождений предполагается нами в следующей статье, но уже сейчас можно сказать, что песковские известняки в общем отличаются пониженной прочностью, высокой пористостью и пониженной морозоустойчивостью по сравнению с мячковскими, что делает мало перспективным их значение в качестве строительного камня.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов-Каратаев И. Н. Методы исследования адсорбции газов и паров почвами. Сб. Современные методы исследования физико-химических свойств почв, вып. 3. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1948.
- Брунауэр С. Адсорбция газов и паров. ГИИЛ, 1948.
- Залесский Б. В., Корсунский А. И. и Лапин В. В. К вопросу о долговечности некоторых разностей карбонатных пород Самарской Луки. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, петрогр. сер., 1941, вып. 58 (№ 19).
- Залесский Б. В., Степанов В. Я. и Флоренский К. П. Опыт изучения физических свойств известняков мячковского горизонта (Мячковская группа месторождений). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, петрогр. сер., 1950, вып. 121 (№ 36).
- Иванов А. П. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., 1926, 4 (1—2).
- Иванова Е. А. Биостратиграфия среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Тр. Палеонт. инст., 1947, вып. 1.
- Кин Б. А. Физические свойства почвы. ОНТИ, 1933.
- Никитин С. Н. Лист 57 Общей геологической карты России. Тр. Геол. ком., 1890, 5, № 1.
- Покровский Г. И. Исследования по физике грунтов. ОНТИ, 1937. (Элементы физики дисперсных систем, применительно к грунтам и почвам.)
- Смирнов Н. Н. Петрографические исследования в подмосковном карбоне. Центральный район. Ассоц. научно-иссл. инст. при физ.-мат. факульт. 1 МГУ. Тр. Инст. мин., петрогр. и кристаллогр., 1930, вып. 9.
- Фрейсине. Переворот в технике бетона. ОНТИ, 1938.
- Хворова И. В. Об золотом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., 1949, 54, отд. геол., 24, вып. 2.

И. П. ТИМЧЕНКО

**ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КВАРЦИТЫ И КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ**

«Горные породы являются сложными геологическими памятниками, носящими в себе признаки, следы ряда сложных процессов. С одной стороны, каждая из них представляет геологическое тело, некоторую геологическую единицу, памятник геологических процессов, с которыми связан ее генезис и ее дальнейшая жизнь; с другой стороны, горная порода является минеральным агрегатом с определенными признаками состава и строения. Поэтому горные породы требуют комплексного подхода к их изучению как со стороны геологической, так и с минерало-химической».

*Ф. Ю. Левинсон-Лессинг***ВВЕДЕНИЕ**

Метаморфические кварциты и кварцито-песчаники, являющиеся ценным полезным ископаемым (облицовочные, строительные, кислотоупорные, точильные камни, сырье для динасового производства), пользуются широким распространением среди протерозойских осадочно-метаморфических образований центральной и южной Карелии. При полевых исследованиях 1945 — 1947 гг., проводившихся под общим руководством Б. П. Беликова, были изучены кварциты центральной Карелии (южное и западное побережье Сегозера, западный берег Елмозера, бассейн р. Кумсы) и кварцито-песчаники южной Карелии (западный берег Онежского озера). Было совершено также несколько экскурсий в юго-западную Карелию (Рускеала, оз. Суоярви, оз. М. Янисъярви).

В полевых исследованиях принимали участие коллекторы М. И. Беликова, П. К. Винокуров, С. Г. Митрофанова, М. И. Павлова. Считаю своим долгом выразить глубокую благодарность академику Д. С. Белянкину, проф. Б. В. Залесскому и ст. научн. сотр. Б. П. Беликову за постоянное внимание и помощь в работе.

**ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
КАРЕЛИИ**

Конец XVIII, начало и середина XIX столетия характеризуются накоплением разнообразных сведений по географии и геологии Карелии, а также данных по геологическому строению отдельных месторождений полезных ископаемых. Результаты исследований опубликовывались боль-

шей частью в Горном Журнале. В конце XIX века (1877) был издан фундаментальный труд проф. А. А. Иностранцева «Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений».

Благодаря тщательности и точности описаний, а также глубокому анализу геологических явлений, классическое исследование А. А. Иностранцева сохранило свое значение до сих пор и является для геологов, работающих в Карелии, незаменимым руководством и справочником. В книге А. А. Иностранцева очень большое внимание уделено литологическому и петрографическому описанию горных пород Карелии. Здесь при изучении магматических и метаморфических пород Карелии использованы микроскопические методы исследования.

Благодаря работам академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) был всесторонне изучен вулканический комплекс Заонежья. В первые же годы XX века было произведено сопоставление докембрийских образований Карелии и Финляндии.

Дальнейшим вкладом в познание геологического строения Карелии явились исследования П. А. Борисова, В. М. Тимофеева и других авторов, посвященные различным вопросам геологии и петрографии этого края.

После Октябрьской революции, в связи с восстановлением народного хозяйства и необходимостью обеспечения минеральным сырьем бурно развивающейся промышленности, а также в связи с задачами систематического геологического картирования, начинается интенсивное геологическое изучение Карелии.

К работам этого периода относятся исследования академика Д. С. Белянкина о гранитах Олонецкого края и о контактах онежских гранитов с габбро-диабазам, статьи и монографии В. М. Тимофеева по полезным ископаемым Карелии, петрографические исследования Н. А. Елисеева, работы Б. В. Залесского и А. А. Турцева, А. И. Цветкова и др.

Сотрудники Ленинградского геологического управления проводили на территории Карелии большие геолого-съемочные и тематические работы.

В 1935 г. В. М. Тимофеев издал монографию «Петрография Карелии», в которой изложены результаты многолетних исследований автора и других геологов по геологии и петрографии Карелии.

На XVII Международном Геологическом конгрессе в 1937 г. был представлен ряд докладов по геологии Карелии. Делегаты конгресса посетили во время геологических экскурсий наиболее сложные и интересные в геологическом отношении районы.

В 1939 г. Н. Г. Судовиков в статье «Обзор докембрийских образований Карелии» подвел итог современному состоянию геологической изученности Карелии и подчеркнул наиболее актуальные вопросы геологии, требующие неотложного решения. Изучение геологического строения Карелии было прервано войной. В 1945, 1946 и 1947 гг. на территории Карелии вновь проводились разнообразные и значительные по масштабу геологические исследования. Среди геологических исследований последних лет особенно выделяются работы М. А. Гиляровой, имеющие большое значение для правильного понимания геологического строения Карелии.¹

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

АРХЕЙ

Породы архея пользуются на территории Карелии исключительно широким распространением. Архейские образования Карелии, как вы-

¹ М. А. Гилярова — «Докарельская толща железорудных сланцев и ее стратиграфическое положение» — Известия Карело-Финской базы Академии Наук СССР, 1948, № 1.

ясняется в итоге исследований последних лет, представлены породами осадочно-вулканогенного комплекса, гранито-гнейсами, прорывающими осадочно-вулканогенный комплекс, и образованиями архейской коры выветривания.

Осадочно-вулканогенный комплекс

Породы этого комплекса сохранились в теле гранитов и гранито-гнейсов в виде останцов и крупных полей различных размеров (западный берег Елмозера, западный берег Сегозера, район Чебин, северное побережье Онежского озера и т. д.). В состав осадочно-вулканогенного комплекса входят вулканические зеленокаменные породы, перемежающиеся с хлоритовыми и кремнистыми сланцами, железорудными кварцитами, мраморизованными известняками и т. д. Образования осадочно-вулканогенного комплекса смяты в сложные системы складок, осланцованы, расчленены жилами кварца и кварцевых порфиров.

Гранито-гнейсы

Гранито-гнейсы образуют интрузивные контакты с осадочно-вулканогенными породами архея. В центральных частях интрузивных тел развиты массивные биотитовые¹ разности олигоклазовых гранитов; в контактах с вмещающими породами часто получают распространение гнейсовидные типы. Граниты в зонах контакта представлены биотитосодержащими альбитовыми разностями (Тимофеев, 1935). Весьма любопытной и специфической особенностью архейских гранито-гнейсов Карелии является присутствие, преимущественно в их жильных, пегматитовых и приконтактных фациях, опаловидного голубого кварца. На территориях, занятых гранито-гнейсами, иногда также получают развитие массивные породы типа полевошпаттовых амфиболитов.

Образования архейской коры выветривания

Образования архейской коры выветривания гранито-гнейсов, мощностью от 1 до 20 м, широко распространены в центральной Карелии и описаны в ряде исследований (Metzger, 1924; Харитонов, 1938, 1941) под наименованием базальных сланцев и базальных слоев. Они представлены кварцево-серицитовыми породами, большей частью в той или иной степени сохранившими структуру гранито-гнейсов. Образования древней коры выветривания пород осадочно-вулканогенного комплекса архея не привлекали к себе должного внимания геологов. Есть основания, однако, рассматривать талько-хлориты, связанные с архейскими метапикритами, как метаморфизованный элювий пикритов (см. петрографический очерк).

Геологическая история архея

Геологическую историю архея Карелии можно разделить на три основных этапа:

1. Формирование осадочно-вулканогенного комплекса.
2. Складкообразование, сопровождавшееся внедрением гранитов.
3. Эрозия архейского складчатого сооружения и формирование коры выветривания.

¹ Мусковит в архейских гранитах присутствует в крайне незначительном количестве.

шей частью в Горном Журнале. В конце XIX века (1877) был издан фундаментальный труд проф. А. А. Иностранцева «Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений».

Благодаря тщательности и точности описаний, а также глубокому анализу геологических явлений, классическое исследование А. А. Иностранцева сохранило свое значение до сих пор и является для геологов, работающих в Карелии, незаменимым руководством и справочником. В книге А. А. Иностранцева очень большое внимание уделено литологическому и петрографическому описанию горных пород Карелии. Здесь при изучении магматических и метаморфических пород Карелии использованы микроскопические методы исследования.

Благодаря работам академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) был всесторонне изучен вулканический комплекс Заонежья. В первые же годы XX века было произведено сопоставление докембрийских образований Карелии и Финляндии.

Дальнейшим вкладом в познание геологического строения Карелии явились исследования П. А. Борисова, В. М. Тимофеева и других авторов, посвященные различным вопросам геологии и петрографии этого края.

После Октябрьской революции, в связи с восстановлением народного хозяйства и необходимостью обеспечения минеральным сырьем бурно развивающейся промышленности, а также в связи с задачами систематического геологического картирования, начинается интенсивное геологическое изучение Карелии.

К работам этого периода относятся исследования академика Д. С. Белянкина о гранитах Олонецкого края и о контактах онежских гранитов с габбро-диабазам, статьи и монографии В. М. Тимофеева по полезным ископаемым Карелии, петрографические исследования Н. А. Елисеева, работы Б. В. Залесского и А. А. Турцева, А. И. Цветкова и др.

Сотрудники Ленинградского геологического управления проводили на территории Карелии большие геолого-съемочные и тематические работы.

В 1935 г. В. М. Тимофеев издал монографию «Петрография Карелии», в которой изложены результаты многолетних исследований автора и других геологов по геологии и петрографии Карелии.

На XVII Международном Геологическом конгрессе в 1937 г. был представлен ряд докладов по геологии Карелии. Делегаты конгресса посетили во время геологических экскурсий наиболее сложные и интересные в геологическом отношении районы.

В 1939 г. Н. Г. Судовиков в статье «Обзор докембрийских образований Карелии» подвел итог современному состоянию геологической изученности Карелии и подчеркнул наиболее актуальные вопросы геологии, требующие неотложного решения. Изучение геологического строения Карелии было прервано войной. В 1945, 1946 и 1947 гг. на территории Карелии вновь проводились разнообразные и значительные по масштабу геологические исследования. Среди геологических исследований последних лет особенно выделяются работы М. А. Гиляровой, имеющие большое значение для правильного понимания геологического строения Карелии.¹

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

АРХЕЙ

Породы архея пользуются на территории Карелии исключительно широким распространением. Архейские образования Карелии, как вы-

¹ М. А. Гилярова — «Докарельская толща железорудных сланцев и ее стратиграфическое положение» — Известия Карело-Финской базы Академии Наук СССР, 1948, № 1.

ясняется в итоге исследований последних лет, представлены породами осадочно-вулканогенного комплекса, гранито-гнейсами, прорывающими осадочно-вулканогенный комплекс, и образованиями архейской коры выветривания.

Осадочно-вулканогенный комплекс

Породы этого комплекса сохранились в теле гранитов и гранито-гнейсов в виде останцов и крупных полей различных размеров (западный берег Елмозера, западный берег Сегозера, район Чебин, северное побережье Онежского озера и т. д.). В состав осадочно-вулканогенного комплекса входят вулканические зеленокаменные породы, перемежающиеся с хлоритовыми и кремнистыми сланцами, железорудными кварцитами, мраморизованными известняками и т. д. Образования осадочно-вулканогенного комплекса смяты в сложные системы складок, осланцованы, расчленены жилами кварца и кварцевых порфиров.

Гранито-гнейсы

Гранито-гнейсы образуют интрузивные контакты с осадочно-вулканогенными породами архея. В центральных частях интрузивных тел развиты массивные биотитовые¹ разности олигоклазовых гранитов; в контактах с вмещающими породами часто получают распространение гнейсовидные типы. Граниты в зонах контакта представлены биотитсодержащими альбитовыми разностями (Тимофеев, 1935). Весьма любопытной и специфической особенностью архейских гранито-гнейсов Карелии является присутствие, преимущественно в их жильных, пегматитовых и приконтактных фазах, опаловидного голубого кварца. На территориях, занятых гранито-гнейсами, иногда также получают развитие массивные породы типа полевошпатовых амфиболитов.

Образования архейской коры выветривания

Образования архейской коры выветривания гранито-гнейсов, мощностью от 1 до 20 м, широко распространены в центральной Карелии и описаны в ряде исследований (Metzger, 1924; Харитонов, 1938, 1941) под наименованием базальных сланцев и базальных слоев. Они представлены кварцево-серицитовыми породами, большей частью в той или иной степени сохранившими структуру гранито-гнейсов. Образования древней коры выветривания пород осадочно-вулканогенного комплекса архея не привлекали к себе должного внимания геологов. Есть основания, однако, рассматривать талько-хлориты, связанные с архейскими метапикритами, как метаморфизованный элювий пикритов (см. петрографический очерк).

Геологическая история архея

Геологическую историю архея Карелии можно разделить на три основных этапа:

1. Формирование осадочно-вулканогенного комплекса.
2. Складкообразование, сопровождавшееся внедрением гранитов.
3. Эрозия архейского складчатого сооружения и формирование коры выветривания.

¹ Мусковит в архейских гранитах присутствует в крайне незначительном количестве.

Широкое распространение пород осадочно-вулканогенного комплекса архея на территории Карелии, большая мощность осадочно-вулканогенных толщ и обилие в их составе эффузивных зеленокаменных пород свидетельствуют о продолжительном накоплении архейских осадков в обширной геосинклинальной области, длительное существование которой обусловливалось непрерывными опусканиями земной коры, сопровождавшимися разломами и многократными излияниями основных лав. Исходя из того, что осадочные породы, входящие в состав осадочно-вулканогенного комплекса, повсеместно несут пелитовый и хемогенный характер, можно предполагать, что в областях сноса в период накопления этих осадков процессы эрозии протекали не особенно интенсивно.

Складкообразование и внедрение гранитов

Толща архейских осадочно-вулканогенных пород в конце архея подверглась пликативным дислокациям, возникли складчатые структуры, характеризующиеся широтными простирациями (Тимофеев, Григорьев). Складкообразование сопровождалось внедрением гранитов и гранитизацией. Фронт гранитной магмы, внедрявшейся в толщи осадочно-вулканогенных пород, не являлся горизонтальной плоскостью: конфигурация его определялась тектонической обстановкой — крупные магматические массы внедрялись преимущественно в антиклинальные зоны. Это обстоятельство явилось причиной наблюдаемого расчленения гранито-гнейсового основания Карелии на ряд крупных батолитообразных глыб, разделенных синклиналиподобными зонами, выполненными осадочно-вулканогенными породами.

Эрозия архейского складчатого сооружения и формирование коры выветривания

Архейское складчатое сооружение в конце архея в течение длительной континентальной эпохи подверглось интенсивной эрозии. Горная страна с молодым рельефом превратилась в пенеплен. На дневную поверхность было выведено гранитное основание архейского континента. Лишь на сравнительно ограниченных площадях между архейскими батолитами сохранились породы осадочно-вулканогенного комплекса. В условиях теплого и влажного климата протекали процессы глубокого химического выветривания (разложения) разнообразных горных пород архейского пенеплена.

ПРОТЕРОЗОЙ

Протерозой Карелии подразделяется на нижний (карельский) и верхний (иотний). Нижнепротерозойские (карельские) породы развиты, главным образом, в северной, центральной и юго-западной Карелии, где они слагают узкие, осложненные складчатостью второго порядка, синклинальные зоны, простирающиеся преимущественно в северо-западном направлении и как бы «зажатые» в породах архейского фундамента.

Верхнепротерозойские (иотнийские) образования широко распространены в южной Карелии. Они дислоцированы очень слабо.

Нижний протерозой (карельский)

При геологическом изучении многочисленных месторождений карельских кварцитов (Елмозеро — Кузнаволок, Сегозеро — Сондалы, Паданы, Топорная гора, месторождения южного берега; бассейн р. Кумсы—

Чебины, Келдоваара; северное побережье Онежского озера — окрестности Медвежегорска, Воронов Бор; оз. Суоярви; оз. М. Янисъярви и др.) выясняется достаточно отчетливо строение толщ карельских метаморфических пород. Повсеместно наблюдается один и тот же типичный стратиграфический разрез (от нижних горизонтов к верхним): на архейских гранито-гнейсах и породах осадочно-вулканогенного комплекса располагается толща белых кварцитов с кварцевыми и полимиктовыми конгломератами в основании. На белых кварцитах лежат эффузивные метадиабазы, переслаивающиеся с фиолетовыми сланцами и доломитами. В основании толщ сланцев и доломитов содержатся маломощные мелкогалечные конгломераты и аркозовые кварциты.

В наиболее полных геологических разрезах присутствуют и породы, слагающие верхние горизонты толщи карельских образований, шунгитовые, кремнистые и глинистые сланцы с залежами зеленокаменных пород.

Из сопоставления геологических разрезов следует, что карельские породы рационально делить на три отдела: нижний карель — толща белых кварцитов с конгломератами в основании; средний карель — эффузивные метадиабазы и сланцево-доломитовые комплексы; верхний карель — разнообразные сланцы с залежами зеленокаменных пород. Нижний карель примерно соответствует сегозерскому, средний и верхний — онежскому отделам В. М. Тимофеева (Судовиков, 1939).

Базальные конгломераты.¹ В основании белых кварцитов нижнего кареля залегают два типа конгломератов — кварцевые конгломераты и полимиктовые конгломераты. Кварцевые конгломераты состоят из крупных галек бесцветного прозрачного и голубого опаловидного кварца, сцементированных серицитовым или серицито-хлоритовым цементом. Мощность этих конгломератов 1—5 м. В полимиктовых конгломератах присутствуют валуны и галька разнообразных архейских пород (метадиабазов, хлоритовых и кремнистых сланцев, амфиболитов, гранито-гнейсов и т. д.). Цемент полимиктовых конгломератов представлен перетертым материалом пород архея. Мощность полимиктовых конгломератов измеряется десятками метров.

Указание Л. Я. Харитонова (1938—1941) на присутствие в полимиктовых конгломератах района Чебин гальки кварцитов кареля не подтвердилось при проведении полевых исследований.

К в а р ц и т ы. Вверх по разрезу базальные конгломераты переходят в светлые, несколько сероватые, зеленоватые или желтоватые кварциты. Зернышки кварца в кварцитах представлены как прозрачной бесцветной, так и опаловидной голубой разностями кварца. Цемент кварцитов обычно серицитовый или серицито-хлоритовый. Наиболее обычными второстепенными и акцессорными минералами, входящими в состав кварцитов, являются полевые шпаты, карбонаты, турмалин, циркон, магнетит, гематит. Кварциты характеризуются, как правило, нормальной слоистостью (косая слоистость встречается сравнительно редко), выдержанностью мощностей пластов по простиранию, наличием на плоскостях слоистости волно-прибойных знаков, отсутствием прослоев сланцев (очень тонкие пропластки серых серицитовых сланцев встречены лишь в двух-трех случаях), постепенным уменьшением содержания цемента и размера зерен от нижних горизонтов к верхним.

Кварциты можно разделить на три зоны: нижнюю — крупнозернистые (размер зерна 0.3—0.6 мм) кварциты с высоким (15—20%) содержанием цемента; среднюю — среднезернистые (размер зерна 0.2—0.3 мм) квар-

¹ Иногда образования архейской коры выветривания причисляют к карелию и рассматривают совместно с базальными конгломератами, что, конечно, нельзя считать правильным.

циты с умеренным (6—12%) содержанием цемента и верхнюю — мелкозернистые (размер зерна 0.15—0.20 мм) мономинеральные (содержание цемента < 5%) кварциты.

Облик кварцитов нижней зоны (так же как и характер базальных конгломератов карелия) находится в самой тесной зависимости от подстилающих их архейских пород. Среди кварцитов нижней зоны по условиям залегания, литологическим и петрографическим признакам можно выделить три типа кварцитов: кварциты с серицитовым цементом, кварциты с серицито-хлоритовым цементом и аркозовые кварциты.

Слегка сероватые или желтоватые кварциты с серицитовым цементом располагаются над кварцевыми конгломератами, в цементе которых также содержится серицит. Сами кварцевые конгломераты в этом случае залегают на архейской коре выветривания гранито-гнейсов (месторождения южного берега Сегозера, Келдоваара, Суоярви).

Зеленые кварциты с серицито-хлоритовым цементом подстилаются кварцевыми конгломератами с серицито-хлоритовым цементом, которые в свою очередь перекрывают серицито-хлоритовые сланцы архея (Паданы, Кюльмяс-ручей).

Чуть сероватые, желтоватые или зеленоватые аркозовые кварциты, содержащие в ряде случаев многочисленные прослой мелкогалечных кварцевых конгломератов, пользуются распространением в районах развития полимиктовых конгломератов, залегающих на разнообразных архейских породах (Кузнавалок, Сондалы, восточный берег Сегозера, Чебины, Янисъярви и др.).

Выделенные три типа кварцитов, так же как и подстилающие их конгломераты, связаны между собою постепенными переходами по простиранию.

Встречаются иногда и кварциты особого типа, например кварциты, содержащие в цементе тальк. Они развиты в тех областях, где кварциты подстилаются архейскими талько-хлоритами (Топорная Гора, Карельская Масельга). Средняя зона кварцитов сложена почти белыми среднезернистыми разностями с умеренным содержанием цемента. Для кварцитов этой зоны также характерна некоторая фациальная неоднородность, правда, улавливаемая в ряде случаев лишь с большим трудом. Здесь можно выделить опять те же три разности кварцитов: с серицитовым цементом, с серицито-хлоритовым цементом и кварциты, в которых среди зерен кварца можно обнаружить присутствие немногочисленных разрушенных зерен полевых шпатов. Верхняя зона кварцитов представлена белыми мелкозернистыми мономинеральными разностями с ничтожным содержанием цемента. Фациальные различия кварцитов в верхней зоне почти совершенно стираются. В областях, где общая мощность кварцитов невелика, мелкозернистые мономинеральные кварциты верхней зоны могут практически отсутствовать. Наоборот, там, где кварциты обладают большими мощностями, хорошо выражена и верхняя зона белых мелкозернистых мономинеральных кварцитов.

В районе развития мощных кварцитовых толщ (Елмозеро, Кузнаволок) при полевых исследованиях было обнаружено интересное в промышленном отношении месторождение белых мелкозернистых мономинеральных кварцитов.

В составе пород среднего и верхнего карелия не содержится сколь угодно мощных пластов кварцитов, поэтому мы не останавливаемся здесь на детальной характеристике средне- и верхнекарельских образований.

Геологическая история карелия

Геологическая история карелия начинается трансгрессией моря на пенепленизированный архейский континент, покрытый мощными образо-

ваниями коры выветривания. Основную работу по разрушению континента и формированию осадочных толщ из продуктов разрушения архейских пород выполняло море — протерозойские породы пользуются широким территориальным распространением в пределах всей восточной части Балтийского щита, обладают большими мощностями и очень выдержаны в литологическом и стратиграфическом отношении.

Геологическая история карелия делится на четыре периода:

1. Формирование базальных конгломератов и светлых кварцитов нижнего карелия.

2. Формирование среднекарельских осадочных сланцево-доломитовых толщ, переслаивающихся с мощными эффузивными покровами метабазов.

3. Формирование сланцевой толщи верхнего карелия.

4. Формирование карельского тектонического сооружения.

Формирование базальных конгломератов и светлых кварцитов нижнего карелия. Базальные конгломераты, как уже отмечалось выше, представлены незначительными по мощности кварцевыми и мощными полимиктовыми разностями, по простиранию переходящими друг в друга. Причины фациальных различий базальных конгломератов кроются в особенностях характера рельефа пенецпленизированного архейского континента — чередовании выровненных пространств с холмистыми областями. Трансгрессировавшее море на выровненных площадях разрушало преимущественно самые верхние зоны пород архейского континента, сложенные образованиями коры выветривания. В холмистых областях при «подрезании» морскими волнами архейских возвышенностей уничтожались не только образования коры выветривания, развитые на склонах, но разрушались и «ядра» возвышенностей, состоящие из свежих невыветрелых пород.

На поверхности равнин при размыве выветрелых пород архея образовались маломощные кварцевые конгломераты, в состав которых входила галька жильного кварца, устойчивого по отношению к процессам химического и механического разрушения. В тех случаях, когда морской абразии подвергались архейские возвышенности, возникали полимиктовые конгломераты, сложенные валунами и галькой разнообразных свежих архейских пород (фиг. 1). Изучение распределения полимиктовых конгломератов позволило бы, возможно, установить расположение реликтовых возвышенностей архейского пенецплена.

Базальные полимиктовые и кварцевые конгломераты карелия, переходящие по простиранию друг в друга и являющиеся, следовательно, строго синхронными образованиями, возникли в одну и ту же эпоху, в условиях теплого и влажного климата. Изучение пород карелия приводит к заключению, что климат в карелии был примерно таким же, как и в конце архея, когда имело место химическое выветривание (разложение) архейских пород. В карелии происходило формирование доломитов и известняков с *Carelozoon Jatulicum* и проблематичными водорослями, т. е. возникали породы, образующиеся в условиях теплого климата. Различный литологический характер базальных конгломератов обусловлен различиями в обстановке их отложения: на выровненных площадях пенецплена формировались кварцевые конгломераты, в районах с холмистым рельефом — полимиктовые.

Допущение П. Эскола о существовании между археем и протерозоем ледниковой эпохи, в течение которой образовывались полимиктовые конгломераты, излишне. Принимая гипотезу Эскола, некоторые геологи полагают, что кварцевые конгломераты возникли в эпоху с теплым и влажным климатом, а полимиктовые конгломераты в ледниковую эпоху.

Стратиграфически единый комплекс базальных (кварцевых и поли-

циты с умеренным (6—12%) содержанием цемента и верхнюю — мелкозернистые (размер зерна 0.15—0.20 мм) мономинеральные (содержание цемента < 5%) кварциты.

Облик кварцитов нижней зоны (так же как и характер базальных конгломератов карелия) находится в самой тесной зависимости от подстилающих их архейских пород. Среди кварцитов нижней зоны по условиям залегания, литологическим и петрографическим признакам можно выделить три типа кварцитов: кварциты с серицитовым цементом, кварциты с серицито-хлоритовым цементом и аркозовые кварциты.

Слегка сероватые или желтоватые кварциты с серицитовым цементом располагаются над кварцевыми конгломератами, в цементе которых также содержится серицит. Сами кварцевые конгломераты в этом случае залегают на архейской коре выветривания гранито-гнейсов (месторождения южного берега Сегозера, Келдоваара, Суоярви).

Зеленые кварциты с серицито-хлоритовым цементом подстилаются кварцевыми конгломератами с серицито-хлоритовым цементом, которые в свою очередь перекрывают серицито-хлоритовые сланцы архея (Паданы, Кюльмяс-ручей).

Чуть сероватые, желтоватые или зеленоватые аркозовые кварциты, содержащие в ряде случаев многочисленные прослои мелкогалечных кварцевых конгломератов, пользуются распространением в районах развития полимиктовых конгломератов, залегающих на разнообразных архейских породах (Кузнавалок, Сондалы, восточный берег Сегозера, Чебины, Янисъярви и др.).

Выделенные три типа кварцитов, так же как и подстилающие их конгломераты, связаны между собой постепенными переходами по простиранию.

Встречаются иногда и кварциты особого типа, например кварциты, содержащие в цементе тальк. Они развиты в тех областях, где кварциты подстилаются архейскими талько-хлоритами (Топорная Гора, Карельская Масельга). Средняя зона кварцитов сложена почти белыми среднезернистыми разностями с умеренным содержанием цемента. Для кварцитов этой зоны также характерна некоторая фациальная неоднородность, правда, улавливаемая в ряде случаев лишь с большим трудом. Здесь можно выделить опять те же три разности кварцитов: с серицитовым цементом, с серицито-хлоритовым цементом и кварциты, в которых среди зерен кварца можно обнаружить присутствие немногочисленных разрушенных зерен полевых шпатов. Верхняя зона кварцитов представлена белыми мелкозернистыми мономинеральными разностями с ничтожным содержанием цемента. Фациальные различия кварцитов в верхней зоне почти совершенно стираются. В областях, где общая мощность кварцитов невелика, мелкозернистые мономинеральные кварциты верхней зоны могут практически отсутствовать. Наоборот, там, где кварциты обладают большими мощностями, хорошо выражена и верхняя зона белых мелкозернистых мономинеральных кварцитов.

В районе развития мощных кварцитовых толщ (Елмозеро, Кузнавалок) при полевых исследованиях было обнаружено интересное в промышленном отношении месторождение белых мелкозернистых мономинеральных кварцитов.

В составе пород среднего и верхнего карелия не содержится сколь-нибудь мощных пластов кварцитов, поэтому мы не останавливаемся здесь на детальной характеристике средне- и верхнекарельских образований.

Геологическая история карелия

Геологическая история карелия начинается трансгрессией моря на пенецленизированный архейский континент, покрытый мощными образо-

ваниями коры выветривания. Основную работу по разрушению континента и формированию осадочных толщ из продуктов разрушения архейских пород выполняло море — протерозойские породы пользуются широким территориальным распространением в пределах всей восточной части Балтийского щита, обладают большими мощностями и очень выдержаны в литологическом и стратиграфическом отношении.

Геологическая история карелия делится на четыре периода:

1. Формирование базальных конгломератов и светлых кварцитов нижнего карелия.

2. Формирование среднекарельских осадочных сланцево-доломитовых толщ, переслаивающихся с мощными эффузивными покровами метадиабазов.

3. Формирование сланцевой толщи верхнего карелия.

4. Формирование карельского тектонического сооружения.

Формирование базальных конгломератов и светлых кварцитов нижнего карелия. Базальные конгломераты, как уже отмечалось выше, представлены незначительными по мощности кварцевыми и мощными полимиктовыми разностями, по простиранию переходящими друг в друга. Причины фациальных различий базальных конгломератов кроются в особенностях характера рельефа пенеппелизированного архейского континента — чередовании выровненных пространств с холмистыми областями. Трансгрессировавшее море на выровненных площадях разрушало преимущественно самые верхние зоны пород архейского континента, сложенные образованиями коры выветривания. В холмистых областях при «подрезании» морскими волнами архейских возвышенностей уничтожались не только образования коры выветривания, развитые на склонах, но разрушались и «ядра» возвышенностей, состоящие из свежих невыветрелых пород.

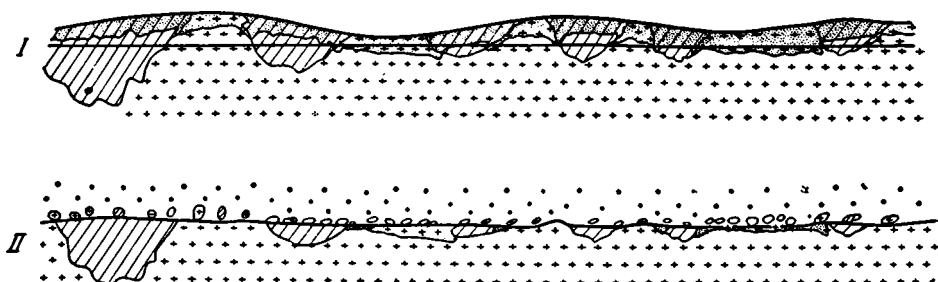
На поверхности равнин при размыве выветрелых пород архея образовались маломощные кварцевые конгломераты, в состав которых входила галька жильного кварца, устойчивого по отношению к процессам химического и механического разрушения. В тех случаях, когда морской абразии подвергались архейские возвышенности, возникали полимиктовые конгломераты, сложенные валунами и галькой разнообразных свежих архейских пород (фиг. 1). Изучение распределения полимиктовых конгломератов позволило бы, возможно, установить расположение реликтовых возвышенностей архейского пенеппелена.

Базальные полимиктовые и кварцевые конгломераты карелия, переходящие по простиранию друг в друга и являющиеся, следовательно, строго синхронными образованиями, возникли в одну и ту же эпоху, в условиях теплого и влажного климата. Изучение пород карелия приводит к заключению, что климат в карелии был примерно таким же, как и в конце архея, когда имело место химическое выветривание (разложение) архейских пород. В карелии происходило формирование доломитов и известняков с *Carelozoon Jatulicum* и проблематичными водорослями, т. е. возникали породы, образующиеся в условиях теплого климата. Различный литологический характер базальных конгломератов обусловлен различиями в обстановке их отложения: на выровненных площадях пенеппелена формировались кварцевые конгломераты, в районах с холмистым рельефом — полимиктовые.

Допущение П. Эскола о существовании между археем и протерозоем ледниковой эпохи, в течение которой образовывались полимиктовые конгломераты, излишне. Принимая гипотезу Эскола, некоторые геологи полагают, что кварцевые конгломераты возникли в эпоху с теплым и влажным климатом, а полимиктовые конгломераты в ледниковую эпоху.

Стратиграфически единый комплекс базальных (кварцевых и поли-

миктовых) конгломератов протерозоя искусственно разделяется при этом на две различные в возрастном отношении группы — более древних полимиктовых и более молодых кварцевых, или, наоборот, более древних кварцевых и более молодых полимиктовых конгломератов, что вносит неопределенность в стратиграфические схемы и приводит к ошибкам при геологических построениях.



Нижний протерозой (карелий): 1 2 3 Архей: 4 5 6 7

Фиг. 1. Схема строения архейского пенеплена (I) и характер контактов между археем и протерозоем (карелием) (II).

Нижний протерозой (карелий): 1— кварциты; 2— кварцевые конгломераты; 3— полимиктовые конгломераты.

Архей: 4— кора выветривания; 5— граниты; 6— осадочно-вулканогенный комплекс; 7— плоскость абразионного среза.

Размыв выветрелых пород архейского континента, состоявших, главным образом, из продуктов разложения гранито-гнейсов — зерен кварца и глинистых веществ каолинитового типа, привел к образованию толщ светлых кварцевых песков, превращенных при метаморфизме в кварциты. При разрушении возвышенностей архейского пенеплена, сложенных как выветрелыми, так и свежими породами, нижнекарельские пески обогатились зернами полевых шпатов.

Закономерности в строении разрезов кварцитовых толщ, где над конгломератами располагаются сначала крупнозернистые, богатые слюдяным цементом кварциты, затем среднезернистые кварциты с умеренным содержанием цемента и, наконец, мелкозернистые мономинеральные кварциты, легко объяснимы.

При наступлении моря на континент вблизи береговой линии шло отложение галечников. Вслед за продвижением береговой линии в сторону континента в области, где недавно отлагались галечники, накапливались уже крупнозернистые глинистые пески. При дальнейшем развитии морской трансгрессии зона образования крупнозернистых глинистых песков продвигалась ближе к новой береговой линии. Там же, где недавно отлагались глинистые крупнозернистые пески, накапливались пески среднезернистые с умеренным содержанием глинистого вещества — истирание кварцевых зерен сопровождалось вымыванием глинистой составляющей песков. При новом продвижении моря на континент, образование среднезернистых песков сменялось накоплением мелкозернистых песков, почти не содержащих глинистых минералов. Таким образом, в вертикальном разрезе галечники последовательно сменялись крупнозернистыми, среднезернистыми и мелкозернистыми песками. Следовательно, присутствие в верхних горизонтах разрезов кварцитовых толщ белых мелкозернистых мономинеральных кварцитов обусловлено самыми общими закономерностями процесса осадкообразования, и выдвигаемое иногда предположение

о том, что образование этих мелкозернистых кварцитов связано с замедлением эрозионных процессов в конце нижнего карелия, является излишним.

Формирование среднекарельских осадочных сланцево-доломитовых толщ, переслаивающихся с эффузивными покровами метадиабазов. В среднем карелии на территории центральной Карелии имели место крупные разломы земной коры, сопровождавшиеся излияниями колоссальных масс базальтовых лав, образовавших мощные покровы, и временными регрессиями моря. После каждой эпохи излияний лав море вскоре вновь возвращалось на ранее занимаемые им территории. При трансгрессиях уничтожались неровности рельефа, связанные с перемещениями земной коры при расколах.

Параллельно с процессами абразии, на поверхности лавовых покровов отлагались маломощные кварцевые конгломераты с хлоритовым цементом, а изредка и конгломераты, состоящие из гальки базальта (рудник Воронов Бор). Конгломераты перекрывались также маломощными аркозовыми песками, иногда содержащими в цементе соединения меди (медистые кварциты рудника Воронов Бор). Очертания морского бассейна восстанавливались очень быстро, береговая линия и зона накопления конгломератов и песков скоро перемещались далеко в глубь архейского континента. Территория центральной Карелии вновь становилась участком морского дна, значительно удаленным от берега. Здесь шло отложение глинистых и карбонатных пород.

В верхних горизонтах доломитов и известняков среднего карелия появляются кварцево-железистые осадки (Суоярви, Туломозеро), а также битуминозные известняки и углисто-карбонатные сланцы. Через углисто-карбонатные сланцы доломиты среднего карелия переходят в сланцевую толщу верхнего карелия.

Таким образом, в конце среднего карелия произошло изменение условий осадкообразования, связанное, вероятно, с замедлением темпа опускания морского дна и обмелением всего бассейна. Формирование осадков открытого моря (доломитов и известняков) сменялось накоплением пород, образование которых происходило вблизи континента в заболоченных прибрежных участках моря. Породы континента подвергались, повидимому, химическому разложению. Гумусовые вещества обеспечивали стабилизацию коллоидных соединений железа. Соединения железа выносились в море, где выпадали в осадок (гематитовые породы Суоярви и Туломозера). В мелководье поселялись водорослевые организмы. Отмирая, они входили в состав битуминозных известняков и органических илов.

Формирование сланцевой толщи верхнего карелия. Образование осадков верхнего карелия происходило в обстановке все более замедляющегося опускания морского дна. Зоны мелководья занимались водорослевыми колониями, шло постепенное накопление органических остатков. При дальнейшем обмелении бассейна скопления остатков водорослей заносились тонкодисперсными терригенными осадками. При метаморфизме осадочные породы верхнего карелия были преобразованы в шунгитовые и кремнисто-глинистые сланцы.

Формирование карельского тектонического сооружения. В конце карелия имело место интенсивное складкообразование. Было создано карельское тектоническое сооружение, наступил континентальный период в истории страны.

Положение границы между археем и протерозоем

Граница между археем и протерозоем определяется четко и повсеместно устанавливаемым громадным несогласием, обусловленным: а) архей-

ским складкообразованием; б) процессами эрозии, приведшими к пенепленизации архейского континента; в) процессами химического выветривания пород архейского пенеплена (образования коры выветривания); с) абразией архейского континента (базальные конгломераты).

Правильное определение положения этой границы в конкретных геологических разрезах имеет глубоко принципиальное и чисто практическое значение.

Верхний протерозой (иотний)

В основании иотнийской толщи метаморфических пород залегают эффузивные зеленокаменные породы суисарского вулканического комплекса. Эффузивные вулканические породы перекрываются полимиктовыми пестроокрашенными кварцито-песчаниками.

Кварцито-песчаники. Нижние горизонты кварцито-песчаников, вскрытые на месторождении Каменный Бор, представлены серыми, зеленоватыми, буровато-красными, реже черными разностями. Для этих кварцито-песчаников характерно незакономерное изменение размеров зерна и минералогического состава от слоя к слою и в пределах слоев, косая слоистость, линзовидные очертания отдельных пластов, обилие выклинивающихся маломощных прослоев сланцев и мелкогалечных конгломератов, наличие беспорядочно рассеянных обломков и гальки кварца и разнообразных глинистых и кремнистых сланцев; на плоскостях наложения кварцито-песчаников нередко сохраняются волноприбойные знаки.

Минералогический состав кварцито-песчаников: кварц, полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, плагиоклаз), гематит, циркон, турмалин, апатит. Присутствуют микрогалечки сланцев, халцедона и сильно измененных эффузивных диабазовых пород. Как показывают наши исследования, цемент кварцито-песчаников образован минералом пиррофиллитового типа, возникшим, повидимому, из глинистого монтмориллонитового цемента иотнийских песков, и метаморфизованным глауконитом. В некоторых случаях в кварцито-песчаниках (Каменный Бор, Шелтозеро) присутствуют прослои, состоящие из зеленых глобулярных зерен, по внешнему виду тождественных с глауконитом других, более молодых, чем иотний, геологических периодов.

Пестрые полимиктовые кварцито-песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в более однородные красные мелкозернистые мономинеральные кварцито-песчаники, вскрытые в Шокшинском месторождении («шокшинские кварциты»). Эти кварцито-песчаники состоят в основном из зерен кварца размером 0.15—0.20 мм, одетых в тонкие железисто-слюдистые «рубашки». Содержание кварца в шокшинских кварцито-песчаниках доходит до 93—95%. В самой верхней части толщи кварцито-песчаников имеется внутриформационный перерыв, повидимому впервые отмеченный П. Т. Швец-Завгородним (неопубликованные материалы).

Геологическая история иотния

Начало иотния ознаменовалось крупными расколами созданного в конце карелия карельского складчатого сооружения. По трещинам разлома произошли мощные излияния базальтовых лав суисарского вулканического комплекса.

Разломы земной коры в карельской складчатой области сопровождались частичными опусканиями. Море трансгрессировало на молодой карельский континент, покрытый суисарскими вулканическими породами. В разрушении карельского континента с молодым расчлененным рельефом

и молодой речной сетью принимало участие не только море: значительную работу по денудации суши выполняли также и реки, размывавшие молодую складчатую страну и приносявшие в море большое количество обломочного и коллоидного материала. В прибрежных зонах моря и устьях рек накапливались мощные толщи чрезвычайно пестрых в минералогическом отношении и структурно неоднородных песчаных отложений, содержащих монтмориллонит и глауконит.

Вдали от берега моря накапливались более однородные и более мелкозернистые, сильно ожелезненные кварцевые пески.

В конце иотния имели место тектонические преобразования, по интенсивности значительно уступавшие тектоническим преобразованиям архея и карелия. Горные породы почти совершенно не были затронуты пликативными дислокациями. Предполагают, что в это время в толще иотнийских осадков внедрились граниты-рапакиви, а несколько позже граниты-рапакиви и осадочные породы иотния были рассечены интрузиями габбро-диабазов. Однако нет прямых доказательств в пользу того, что интрузии гранитов-рапакиви и габбро-диабазов произошли именно в иотнии, а не в более поздние эпохи.

ТЕКТОНИКА И МЕТАМОРФИЗМ

На территории центральной и южной Карелии устанавливаются три различных по возрасту и интенсивности цикла диастрофизма — архейский, карельский и иотнийский. В самую древнюю, архейскую эпоху складкообразования, сопровождавшуюся глубоким плутометаморфизмом пород, было создано архейское тектоническое сооружение с широтными простираниями складчатых структур. В карельскую эпоху складкообразования, которой сопутствовал интенсивный динамометаморфизм, возникло карельское тектоническое сооружение с северо-западными, почти меридиональными, простираниями складчатых систем. В течение иотнийского диастрофизма, значительно уступавшего по интенсивности архейскому и карельскому и сопровождавшегося слабым динамометаморфизмом, было сформировано иотнийское тектоническое сооружение.

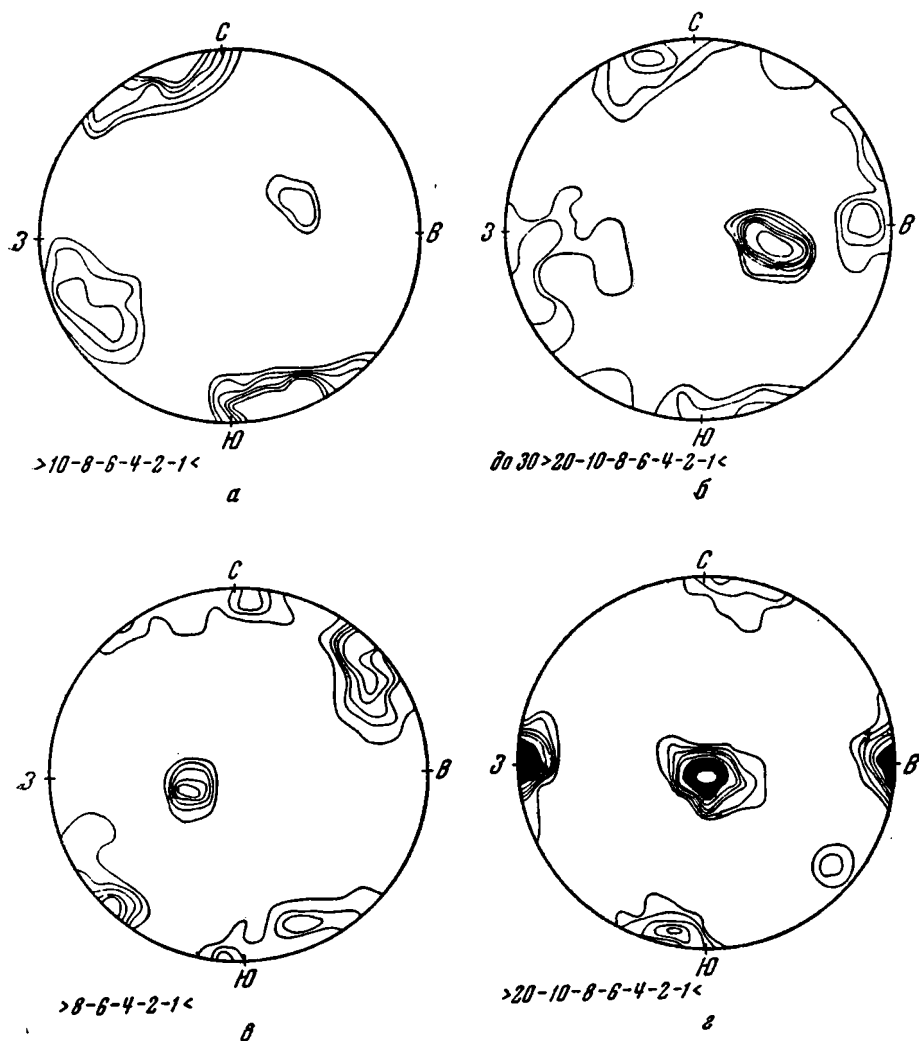
Карельское тектоническое сооружение

В результате карельского складкообразования возникли сложные складчатые системы с резко выраженными северо-западными, почти меридиональными ($340-350^\circ$) простираниями и углами падений пластов на крыльях структур, колеблющимися от $15-20^\circ$ до 90° . В породах архея и карелия, испытывавших пликативные дислокации, одновременно развивалась закономерная система вертикальных трещин — трещин сжатия, параллельных осевым плоскостям складок, и трещин растяжения, перпендикулярных осевым плоскостям складок. Вертикальные трещины сжатия в карельских кварцитах ориентированы в направлении СЗ 340° — СВ 20° , а трещины разрыва обладают простираниями СВ 85° — ЮВ 100° . Простирание пластовой отдельности и угол падения ее для различных месторождений определяются элементами залегания кварцитов в том или ином месторождении. На фиг. 2, а, б, в приводятся диаграммы трещиноватости карельских кварцитов.¹

Как уже отмечалось выше, в «жестком» гранито-гнейсовом теле архейского тектонического сооружения имелись более податливые — «пластичные» зоны осадочно-вулканогенных пород, простирающиеся в широтном направлении. Эта структурная неоднородность архейского тектонического

¹ Диаграммы 2, а и б составлены Б. П. Беликовым.

сооружения предопределила характер карельских тектонических процессов в отдельных районах. Области, где под карельскими породами залегали гранито-гнейсы (южный берег Сегозера, оз. Суоярви, оз. М. Янисъярви), с трудом поддавались тектоническим преобразованиям. Тектонические деформации в этих районах сводились к дроблению и расщеплению



Фиг. 2.

а — Диаграмма трещиноватости кварцита Кузаволокского месторождения. Нижний карель. 102 замера. б — Диаграмма трещиноватости кварцита месторождения Бокон-Ваара (Паданы). Нижний карель. 310 замеров. в — Диаграмма трещиноватости кварцита месторождения Кой-Ваара. Нижний карель. 70 замеров. г — Диаграмма трещиноватости кварцито-песчаника Шоншинского месторождения. Иотний. 102 замера.

ванию пород, к вертикальным перемещениям блоков гранито-гнейсов, перекрытых карельскими толщами по трещинам сбросов (оз. Суоярви), и, вероятно, к пологим сводовым поднятиям большой амплитуды.

На территориях, где карельские толщи подстилались «пластичными» осадочно-вулканогенными породами архея (западный берег Елмозера, западный берег Сегозера, бассейн р. Кумсы, северное побережье Онежского озера), при карельском складкообразовании интенсивным

пликативным дислокациям подверглись как образования карелия, так и осадочно-вулканогенные толщи архея, ранее в процессе архейского складкообразования смятые в широтные системы складок. Особенно сложно карельские тектонические процессы протекали в тех областях, где карельские породы перекрывали и «жесткие» гранито-гнейсы, и «пластичные» осадочно-вулканогенные толщи архея (Сондалы, Топорная Гора, Карельская Масельга, бассейн р. Кумсы). Здесь у массивов гранито-гнейсов, игравших роль жестких упоров, происходили рассланцевание, милонитизация и раздробление пород.

Иногда при анализе тектонического строения отдельных районов недоучитывается определяющее, до известной степени, влияние структурной неоднородности архейского фундамента на строение карельских складчатых зон. Например, принято считать, что карельские породы в кумсинской складчатой зоне обладают почти широтными простирациями (Харитонов, 1941). Однако, как следует из анализа трещиноватости пород, фестончатости очертаний складчатой зоны и общего геологического изучения района, в кумсинской складчатой зоне карельские складки обладают простирациями, близкими к меридиональным. Широтные, в общем, очертания кумсинской складчатой зоны указывают лишь на то, что образования карелия подстилаются здесь вытянутой в широтном направлении полосой архейских осадочно-вулканогенных пород.

В процессе карельского складкообразования архейские осадочно-вулканогенные породы и породы карелия были смяты в складки с северо-западными, почти меридиональными простирациями.

Далее, в кумсинской складчатой зоне эрозионный останец архейских гранито-гнейсов, перекрытый толщами карельских конгломератов, принимается за «посткарельский гранит», внедрившийся в толщи карельских осадков, хотя галька этого так называемого «посткарельского» гранита в изобилии входит в состав карельских конгломератовых толщ, и каких-либо контактных изменений в осадочных породах не обнаруживается. Аналогичный случай картирования эрозионного останца архейских талькохлоритов в качестве эффузивного покрова карельского возраста установлен также и в районе д. Топорной Горы.

Следует кроме того отметить, что в кумсинской складчатой зоне, вероятно, не существует сброса вдоль долины р. Кумсы. Для проведения линии сброса нет геологических оснований, а каньонообразный характер долины реки Кумсы обусловлен, повидимому, современным эпейрогеническим поднятием северного побережья Онежского озера.¹

Интересно то обстоятельство, что одни и те же карельские тектонические напряжения вызвали деформации различного характера в карельских породах неодинакового литологического состава (кварцитах, метадиабазах, сланцах, известняках и доломитах). Сланцы обычно рассланцованы более интенсивно, чем кварциты или метадиабазы. В толщах доломитов и известняков развивается мелкая плитчатость (о-в Дюльмяки), получают распространение куполовидные складки (Оленьи острова, Л. Я. Харитонов), а в некоторых случаях наблюдаются даже диапировые складки (Metzger, 1924; Церковная Горка, оз. Суоярви). При карельском складкообразовании породы архея и карелия испытали интенсивный динамометаморфизм. Архейские гранито-гнейсы и метаморфические породы подверглись осланцеванию. Рыхлые образования коры выветривания архейских пород, представленные, главным образом, глинистыми водосодержащими минералами, превратились в кристаллические, нередко

¹ Устное сообщение проф. К. К. Маркова в докладе, прочитанном на совещании по изучению молодых движений земной коры, созванном Московским обществом испытателей природы в феврале 1948 г. (Марков, 1948).

интенсивно осланцованные кварцево-серицитовые (элювий гранито-гнейсов) и талько-хлоритовые (элювий пикритов) породы.

Рыхлые галечники, кварцевые пески, каолинистые глины, карбонатные осадки, органические илы и кремнисто-глинистые отложения карелия карельским динамометаморфизмом превращены в кристаллические породы, соответственно, в плотные массивные конгломераты, кварциты, серицитовые сланцы, мраморы и шунгитовые и кремнисто-глинистые сланцы.

Остановимся на вопросах преобразования кварцевых песков в кварциты. Ряд исследователей приходит к заключению, что кварцевый цемент, соединяющий песчинки в кварцитах, возник главным образом при динамометаморфизме песчаных толщ.

В глубинах земной коры, при высоких температурах и давлениях, в толщах песков повсеместно происходит формирование насыщенных кремнекислых растворов в связи с тем, что растворимость кремнезема при высоких температурах возрастает. При фильтрации кремнекислых растворов сквозь пористый песок концентрация их может еще более повышаться, так как молекулы воды обладают более высокими скоростями фильтрации, чем частицы кремневой кислоты (Коржинский, 1947; фильтрационный эффект).

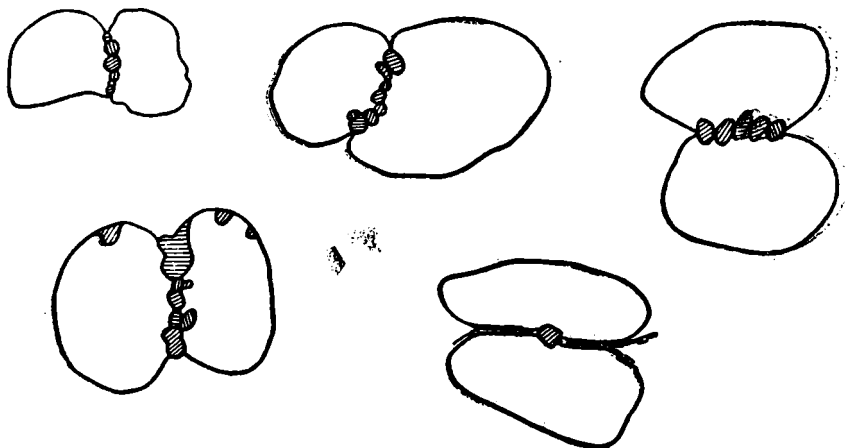
В литературе имеются сообщения об экспериментальном получении кварцита из кварцевого песка при высоких температурах и давлениях (Griggs, 1940). Кварцевый песок, смоченный водой, при общем давлении до 1000 атм, направленном давлении до 2000 атм и при температуре до 400° С, в течение 2 дней превращался в типичный метаморфический кварцит. При сопоставлении структур кремнистых песчаников, возникших из песков в процессе диагенеза со структурами метаморфических кварцито-песчаников и кварцитов, можно прийти, повидимому, к некоторым выводам о механизме преобразования кварцевых песков в метаморфические кварцито-песчаники и кварциты. При погружении в зоны земной коры, характеризующиеся повышенными температурами и давлениями, пески уплотняются; в их толщах повсеместно образуются насыщенные растворы кремнезема; происходит регенерация обломочных зерен кварца — вокруг песчинок возникают каймы разрастания различной конфигурации. Возникают породы, обладающие метапсаммитовыми регенерационными структурами — кварцито-песчаники.

В глубинных зонах земной коры, где господствуют высокие температуры и давления, в песчаных толщах, помимо регенерации кварцевых песчинок, происходят более глубокие преобразования самих песчинок, связанные с процессами рекристаллизации и приводящие к формированию кварцитов.

Процессы рекристаллизации детально освещены в ряде исследований по металловедению и порошковой металлургии. В зависимости от природы вещества и условий рекристаллизации (температуры, давления, размеров и чистоты поверхности частиц) процессы рекристаллизации могут протекать различно. Остановимся на общей характеристике процессов рекристаллизации в дисперсных средах, так как процессы рекристаллизации, протекающие в них, имеют много общего с процессами рекристаллизации пород, состоящих из обломочных зерен кварца.

При деформациях агрегатов кристаллических частиц максимальные внутренние напряжения возникают в контактах соприкасающихся частиц. Эти напряжения приводят к разрушениям и разупорядочению кристаллических решеток зерен в зонах контактов, в то время как в центральных частях зерен кристаллические решетки остаются не затронутыми или почти не затронутыми процессами разупорядочения и разрушения. При условиях, благоприятных для роста кристаллов, в зонах контактов кристалличе-

ских частиц, где кристаллические решетки разрушены или подверглись разупорядочению, возникают и растут новые мелкие зерна, внедряясь внутрь старых. Форма их обычно изометричная. В карельских кварцитах при размере песчинок кварца в 0.2—0.4 мм величина зерен, возникших при рекристаллизации, измеряется в 0.02—0.07 мм (фиг. 3). Зерна кварца при динамометаморфических преобразованиях песков в глубинных условиях приобретают интенсивное волнистое угасание, а нередко подвергаются и грануляции. При наличии сильного одностороннего давления в породах развивается также кристаллизационная сланцеватость (табл. I, 1).



Фиг. 3. Зерна кварца, возникшие в контактах соприкасающихся кварцевых песчинок в процессе рекристаллизации. Кварциты нижнего карелия.

Кварцевые пески при высоких температурах и давлениях превращаются в кварциты — кристаллические породы с мета- и бласто-псаммитовыми рекристаллизационными структурами, нередко обладающие кристаллизационной сланцеватостью.¹

При преобразовании путем динамометаморфизма кварцевых песков нижнего карелия в кварциты, глинистый каолиновый цемент их превращался в серицит.

Окатанные зерна турмалина, изредка встречающиеся в кварцитах нижнего карелия, окружены своеобразной каймой разрастания.

Новообразованные части кристаллов турмалина однородны, но менее интенсивно окрашены, чем первичное «ядро» (табл. I, 2).

Не имея возможности останавливаться на характеристике динамометаморфических преобразований различных пород среднего и верхнего карелия, отметим лишь, что незначительные по мощности хлорито-эпидото-

¹ Следует отметить, что так называемые «третичные кварциты», «вторичные кварциты», железистые кварциты и группа пород, носящая общее наименование «кварцито-песчаников», резко отличаются по своему происхождению, минералогическим и структурным особенностям от метаморфических кварцитов и кварцито-песчаников.

«Третичные кварциты» представляют собою кремнистые песчаники, сформировавшиеся путем диагенеза кварцевых песков. «Вторичными кварцитами» называются кварцитоподобные образования, возникновение которых связывают с постмагматическим окварцеванием некоторых пород. Железистые кварциты являются, повидимому, глубоко метаморфизованными кремнисто-железистыми осадками. Под названием «кварцито-песчаники» обычно понимаются кремнистые песчаники, сформировавшиеся путем диагенеза кварцевых песков, с недостаточно развитым кремнистым регенерационным цементом (каймами разрастания окружены не все обломочные зерна кварца, а лишь та или иная часть их).

биотитовые сланцы, иногда располагающиеся на метадиабазовых покровах среднего карелия (рудник Воронов Бор), являются, повидимому, элювиальными образованиями, возникшими на поверхности базальтовых покровов во время перерывов в накоплении осадков и метаморфизованными в процессе карельского динамометаморфизма.

Иотнийское тектоническое сооружение

Весь комплекс пород докембрия Карелии — архейские, карельские и иотнийские образования — затронут процессами иотнийского диастрофизма.

Тектонические движения иотния не отличались большой интенсивностью. О характере иотнийских тектонических преобразований архейских и карельских пород судить чрезвычайно трудно, так как эти породы были интенсивно деформированы при карельском складкообразовании.

В породах иотния возникли широкие синклинальные складки с очень пологими углами падения на крыльях структур в 10—15°. Лишь в единичных случаях наблюдаются более резкие деформации пород иотния (Тимофеев, 1935).

Иотнийские полимиктовые пески иотнийским динамометаморфизмом были превращены в кварцито-песчаники — породы с метапсаммитовыми регенерационными структурами.

При метаморфизме глинистая монтмориллонитовая составляющая и глауконит полимиктовых песков иотния были преобразованы соответственно в чешуйчатый минерал пиррофиллитового типа и метаморфизованный глауконит.

В иотнийских кварцито-песчаниках, так же как и в карельских кварцитах, вокруг зерен турмалина возникали каймы разрастания. Любопытно, что встречающаяся изредка в кварцито-песчаниках микрогалька халцедона не была превращена в кварц.

Кварцито-песчаники иотния развиты правильной системой вертикальных трещин, ориентированных в основном в меридиональном и широтном направлениях (фиг. 2, ^а 1). Кварцито-песчаники иотния не несут следов осланцевания.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Толщи кварцитов карелия возникли из кварцевых песков — перетолженных продуктов разрушения коры выветривания пород архейского континента. Кварцито-песчаники иотния возникли из полимиктовых песков иотния, отложившихся при разрушении свежих невыветрелых архейских и карельских пород молодого карельского тектонического сооружения, а также основных иотнийских эффузивов.

Поэтому изучение всего комплекса докембрийских (архейских и протерозойских) пород имеет очень большое значение для понимания петрографических особенностей протерозойских кварцитов и кварцито-песчаников Карелии. При камеральной обработке собранных материалов было исследовано около 900 шлифов различных пород архея и протерозоя Карелии.

Результаты петрографического изучения докембрийских пород Карелии, наряду с геологическими наблюдениями, легли в основу предыдущих глав статьи. Ниже приводится петрографическое описание лишь некоторых типов докембрийских пород.

¹ По Б. П. Беликову.

Метаморфизованный элювий гранито-гнейсов

Метаморфизованный элювий архейских гранито-гнейсов неоднократно с различной детальностью описывался в работах А. Метцгера (Metzger, 1924), Л. Я. Харитоновой (1938, 1941) и в неопубликованных отчетах по геологическому картированию. Архейские элювиальные образования гранито-гнейсов широко распространены в центральной и юго-западной Карелии. Ниже приводится краткое описание образований коры выветривания гранито-гнейсов Кюльмяс-ручья (юго-западное побережье Сегозера) и д. Келдоваара (Медвежьегорский район КФССР).

Кюльмяс-ручей

В устье К ю л ь м я с - р у ч ь я вскрыты наиболее глубокие горизонты коры выветривания гранитов и гранито-гнейсов, представленные розовато-серыми крупнозернистыми породами, сохранившими структуру материнских пород. Полевые шпаты гранитов и гранито-гнейсов почти полностью превращены в зеленовато-серый серицит. Лишь изредка в зеленовато-серой серицитовой массе присутствуют розовые участки неправильной формы — остатки зерен полевых шпатов (табл. I, 3; шлиф № 300₁).

В шлифе порода имеет структуру гранита. Минералогический состав: альбит, микроклин, кварц, биотит, серицит, окислы железа. Альбит присутствует в виде крупных таблитчатых полисинтетически сдвойникованных зерен размером от 1 до 7 мм. Максимальный угол угасания в зоне $\perp 010 : 001$ равен 12° . $Ng' < Nr'$ кварца. Кристаллы альбита усеяны мелкими чешуйками серицита и зернышками кальцита, расположенными ориентированно — параллельно двойниковым полоскам. В альбитовых зернах часто имеются узкие (0.014 мм) трещинки, заполненные кальцитом.

Микроклин встречается в виде решетчатых зерен размером 1—1.5 мм, почти не затронутых процессами разложения. Мелкие чешуйки серицита, покрывающие зерна полевых шпатов, имеют показатели преломления $Ng' = 1.603$, $Nr' = 1.567$.

Кальцит (с Ng' на плоскости спайности равным 1.566) вместе с серицитом замещает зерна альбита, но кроме того в породе присутствуют и изолированные довольно крупные зернышки кальцита размером до 0.025 мм.

Кварц образует неправильные зерна в 1—2 мм, часто разбитые многочисленными трещинками. Изредка в породе присутствуют мелкие листочки биотита. Схема абсорбции биотита: по Ng — густой буро-зеленый, по Nr — бледнозеленый.

дер. Келдоваара

В районе д. Келдоваара протерозойские кварциты подстилаются образованиями коры выветривания гранито-гнейсов, полностью утратившими первичную структуру. Это зеленоватые плотные породы, близкие по облику к серицитовым сланцам. В них в большом количестве содержатся мелкие зернышки кварца. Наблюдается чрезвычайно неясная горизонтальная полосчатость (табл. II, 4; шлиф № 317₂).

В основной тонкозернистой кварцево-серицитовой массе (показатели преломления серицита $Ng' = 1.603$, $Nr' = 1.567$) наблюдаются кварцевые прослои причудливых очертаний с мозаичной структурой. Ширина кварцевых прослоев 0.7 мм. Встречаются также мелкие (0.05 мм) оранжево-коричневые таблички, выполненные неполяризующим зернистым веществом. Повидимому, это остатки разложенного биотита. Зерна полевых шпатов и кристаллики кальцита в породе отсутствуют, однако в иммерсионных препаратах среди частичек серицита и кварца обнаруживаются мелкие зернышки кальцита (Ng' на плоскости спайности 1.566).

Ниже только что описанных образований залегают своеобразные породы, макроскопически почти не отличающиеся от гранитов и определявшиеся в поле как гранит. При микроскопическом изучении (шл. 886, 352 и др.) обнаруживается, что эти породы состоят из разобленных неправильных остроугольных зерен кварца и полевых шпатов размером 0.2—1.5 мм. Промежутки между зернами кварца и полевых шпатов (шириной в 0.04—0.6 мм) выполнены тонкозернистым кварцево-серицитовым цементом, иногда содержащим также чешуйки хлорита и зернышки эпидота и кальцита. Размер зернышек цемента 0.02—0.08 мм. Повидимому, эти породы являются метаморфизованным дресвяным элювием гранито-гнейсов. При карельском динамометаморфизме дресва гранито-гнейсов была превращена в массивную кристаллическую породу.

Процесс выветривания гранито-гнейсов в конце архея имел, вероятно, много общих черт с мезозойским выветриванием гранитов, детально рассмотренным В. П. Петровым (1948).

При разрушении полевых шпатов и слюд возникали, главным образом, серицит, гидрослюды, каолинит, кремнезем, кальцит, окислы железа. Кремнезем, кальцит и окислы железа в основном выносились из породы. Конечные продукты разложения были представлены, вероятно, преимущественно каолинитом¹ и кварцем. При карельском динамометаморфизме они были преобразованы в кварцево-серицитовые породы.

Метаморфизованный элювий пикритов

Метаморфизованные элювиальные образования пикритов — талько-хлориты, наряду с метаморфизованными элювиальными образованиями гранито-гнейсов, пользуются развитием на южном берегу Сегозера (Листья Губа, Карельская Масельга). Распространение талько-хлоритов установлено и на юго-западном побережье Сегозера (Топорная Гора). Ниже приводится краткое описание талько-хлоритов Топорной Горы и Карельской Масельги.

дер. Топорная Гора

Образец взят из массива архейских талько-хлоритов, перекрытого кварцитами нижнего карелия, в 1 км к западу от деревни и представляет плотную темнозеленую осланцованную породу, мыльную наощупь.

Минералогический состав шлифа (№ 863): тальк, серпентин, хлорит, карбонат, хромит. В бесцветной тонкочешуйчатой массе талька, обладающей при скрещенных николях высокой интерференционной окраской, наблюдаются листочки и скопления узких пластинок чуть зеленоватого серпентина и более интенсивно окрашенного в зеленый цвет хлорита (клинохлора). Серпентин имеет низкую серовато-белую интерференционную окраску, обладает прямым угасанием и положительным удлинением. У хлорита — грязно-желтая интерференционная окраска, отрицательное удлинение и косое угасание ($cNp = 3^\circ$). Карбонат присутствует в виде крупных неправильных зерен размером до 2.0—3.0 мм.

Среди минералов, слагающих породу, в беспорядке рассеяны мелкие (0.01—0.3 мм) непрозрачные, в отраженном свете тускло-коричневые зерна хромита. Структура шлифа пятнистая.

Карельская Масельга

Кряж талько-хлоритов проходит в 1 км к юго-западу от деревни. Образец талько-хлорита взят вблизи контакта с полимиктовыми конгломератами нижнего карелия. Это темнозеленая мыльная наощупь талько-хло-

¹ Каолинит, возможно, содержал K_2O в адсорбированном виде.

рито-кварцевая порода с едва уловимой слоистостью и пропластками розового карбоната.

Минералогический состав шлифа (№ 239/47): кварц, хлорит, тальк, биотит. В тонкозернистой массе кварца (размер зернышек 0.01—0.10 мм) наблюдаются чрезвычайно неправильные, изогнутые прослои шириною в 0.02—0.6 мм, состоящие из листочков зеленого хлорита с грязно-желтой интерференционной окраской и тонкочешуйчатого высокожляризирующего талька. Среди пластинок и чешуек хлорита и талька встречаются единичные мелкие (0.05—0.10 мм) листочки зеленовато-коричневого биотита. Между отдельными зернышками кварца, слагающими основную массу шлифа, присутствуют мелкие листочки и пластинки хлорита, талька, биотита. Структура шлифа сланцеватая.

Прослой карбоната в породе содержат отдельные изометричные зернышки кварца, размером в 0.05 мм, а также неправильные тонкие (шириною в 0.1 мм) кварцевые прослои, обладающие мозаичной структурой.

Ниже талько-хлорито-кварцевых пород с прослоями карбоната залегают талько-хлоритовые породы, сохранившие петельчатую структуру серпентинитов.

Исследованиями И. И. Гинзбурга установлено, что при выветривании в ультраосновных породах происходят глубокие минералогические преобразования, приводящие к возникновению на ультраосновных породах мощной зональной коры выветривания. Наличие в Карелии образований архейской коры выветривания гранито-гнейсов заставляет поставить вопрос о существовании аналогичных образований и на ультраосновных породах, несомненно, подвергавшихся, так же как и гранито-гнейсы, в конце архея выветриванию.

В процессе архейского выветривания оливин и пироксены архейских пикритов, повидимому, замещались разнообразными гидросиликатами магния и хлоритом. В поверхностных зонах тел пикритов накапливались продукты более глубокого химического разложения материнских пород — карбонаты, кремнезем, охры. При протерозойской трансгрессии верхние горизонты элювия были почти нацело уничтожены, а сохранившиеся на пикритах элювиальные образования более глубоких горизонтов, представленные в основном хлоритом и гидросиликатами магния, были преобразованы в талько-хлоритовые породы.

В настоящее время широким распространением пользуется гипотеза Н. А. Елисеева (1929) о динамометаморфическом происхождении талько-хлоритов из пикритов, основанная на том факте, что талько-хлориты интенсивно осланцованы в северо-западном направлении. Предполагается, что при карельском динамометаморфизме в зонах наибольших тектонических напряжений и особенно интенсивных тектонических деформаций пикриты преобразовывались в талько-хлориты. Однако наличие в полимиктовых конгломератах карелия гальки талько-хлоритов и присутствие в карельских кварцитах микрогальки талько-хлоритов и зерен составляющих их минералов (талька, хлорита) свидетельствуют о том, что пикриты подверглись минералогическим преобразованиям еще до карельской трансгрессии и, конечно, задолго до карельского динамометаморфизма.

Большая осланцованность талько-хлоритов, по сравнению с пикритами, обусловлена, вероятно, тем, что при карельском динамометаморфизме рыхлые элювиальные образования осланцовывались легче, чем массивные пикриты.

Таким образом, возможно, что талько-хлориты центральной Карелии являются перекристаллизованными карельским динамометаморфизмом элювиальными образованиями пикритов, аналогичными по своему происхождению архейским кварцево-серицитовым породам — перекристаллизованным продуктам выветривания гранито-гнейсов.

Нижний протерозой (карелий)

Кварцевые конгломераты (базальные).

Кварцевые конгломераты пользуются распространением на западном и южном побережьях Сегозера и развиты в районе оз. Суоярви (юго-западная Карелия). Они состоят из хорошо окатанных галек бесцветного и голубого кварца, плотно прилегающих друг к другу. Между кварцевыми гальками в небольшом количестве присутствует серицитовый или серицито-хлоритовый цемент. В цементе иногда наблюдаются также зерна карбонатов, кварца, разрушенных полевых шпатов. Кварцевые конгломераты с серицитовым цементом лежат на архейской коре выветривания гранито-гнейсов; кварцевые конгломераты с серицито-хлоритовым цементом подстилаются серицито-хлоритовыми сланцами архея.

Полимиктовые конгломераты (базальные)

Полимиктовые конгломераты развиты на западном берегу Елмозера (конгломераты почти нацело сложены валунами и галькой зеленокаменных пород и серицито-хлоритовых сланцев архея); в окрестностях Сондал, Карельской Масельги, Чебин, оз. Янисъярви (в конгломератах почти в равных количествах присутствуют валуны и гальки гранито-гнейсов и зеленокаменных пород архея); в районе Селецкого озера (в состав конгломератов входят преимущественно галька и валуны гранито-гнейсов).

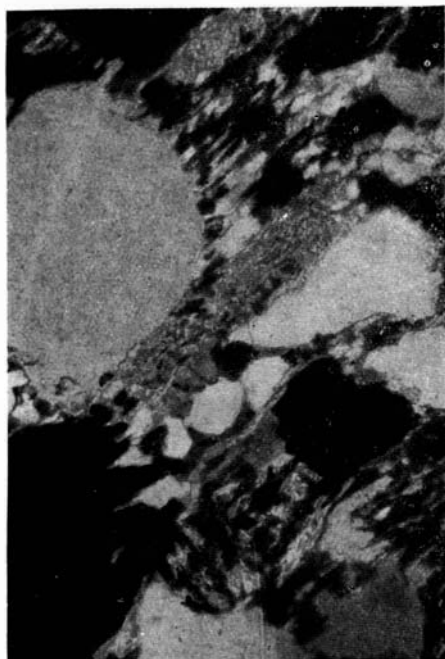
Кварциты месторождения Кузнаволок

Проведению полевых наблюдений в районе д. Кузнаволок в 1946 г. содействовали геологи Ленинградского геологического управления В. А. Перевозчикова и Б. В. Губачев.

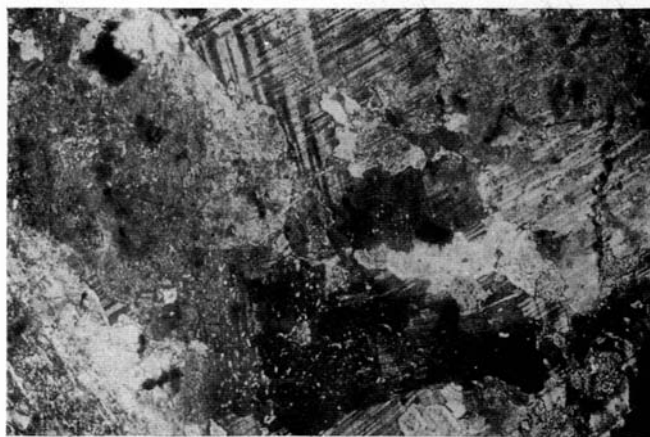
В основании геологического разреза, заданного геолого-съемочной партией Ленинградского геологического управления вкост простирания пород в 11 км южнее д. Кузнаволок, залегают полимиктовые конгломераты, состоящие, главным образом, из валунов и галек зеленокаменных пород и зеленых сланцев архея. Лишь изредка в конгломератах встречается мелкая галька кварца и гранита. Конгломераты перекрываются зеленоватыми крупнозернистыми кварцитами с серицито-хлоритовым цементом.

Шлиф № 127/46 сложен округлыми зернами кварца размером 0.1—0.5 мм (преобладают зерна в 0.3—0.4 мм). Промежутки между зернами выполнены хлорито-серицитовым цементом, нередко заключающим в себе зерна доломита. Почти все песчинки кварца окружены узкими зубчатыми каймами разрастания, шириною 0.01—0.02 мм, оптическая ориентировка которых совпадает с оптической ориентировкой песчинок. В тех случаях, когда песчинки кварца соприкасаются друг с другом вплотную без промежуточной массы цемента, в контактах их появляются мелкие (0.04—0.02 мм) оптически различно ориентированные зерна кварца, выросшие при рекристаллизации за счет соприкасающихся кварцевых зерен.

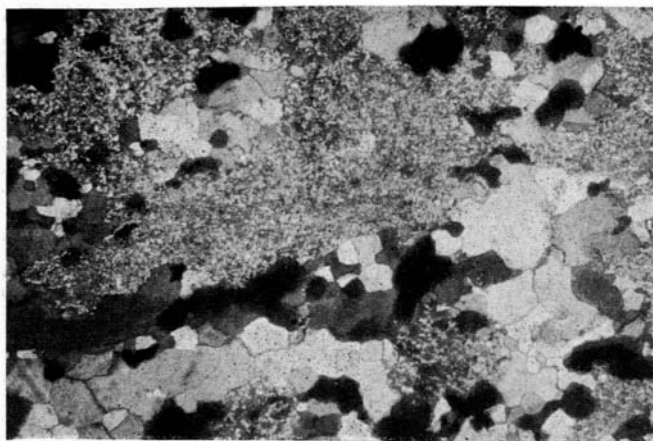
Почти все зерна кварца обнаруживают волнистое угасание, а иногда, в результате грануляции, разделены на 2—3—4 участка с различной оптической ориентировкой. Явления рекристаллизации и грануляции в кварците выражены не очень резко, повидимому, вследствие высокого содержания цемента (до 10—15%). Присутствующий в породе хлорит типа клинохлора встречается в виде мелких и сравнительно крупных



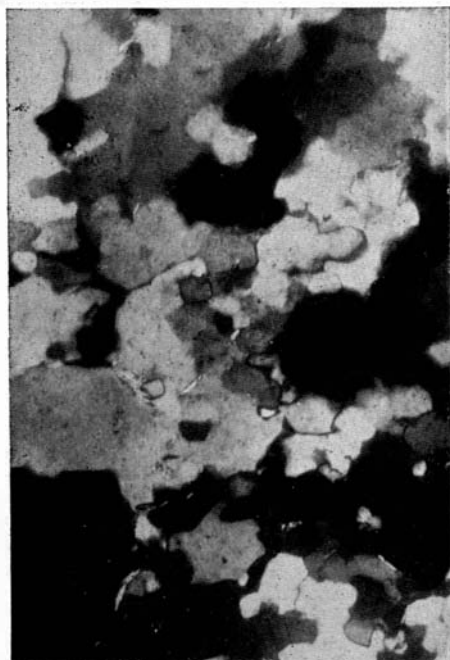
1. Шл. № 847. Осланцованный кварцит. Нижний карельский. Ув. 46, николи +.
 2. Шл. № 847. Кластическое зерно турмалина, окруженное каймой разрастания. Ув. 250, николи ||.



3. Шл. № 300. Порода из нижних горизонтов метаморфизованного архейского элювия гранито-гнейсов. Ув. 20, николи +.

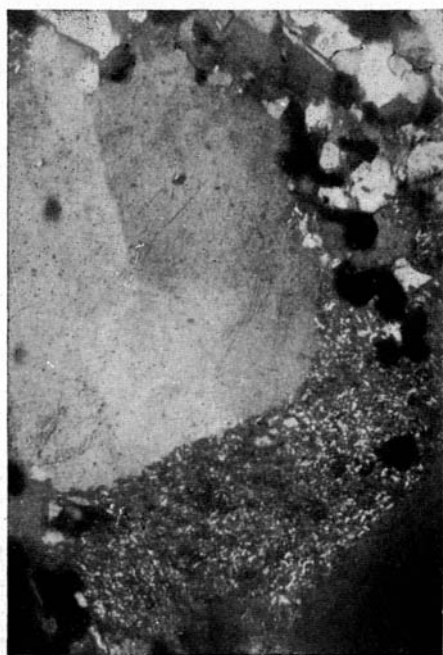


4. Шл. № 317₂. Порода из верхних горизонтов метаморфизованного архейского элювия гранито-гнейсов. Ув. 20, николи +



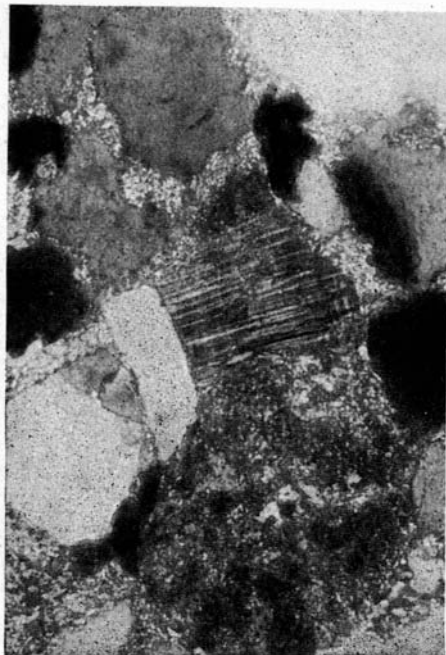
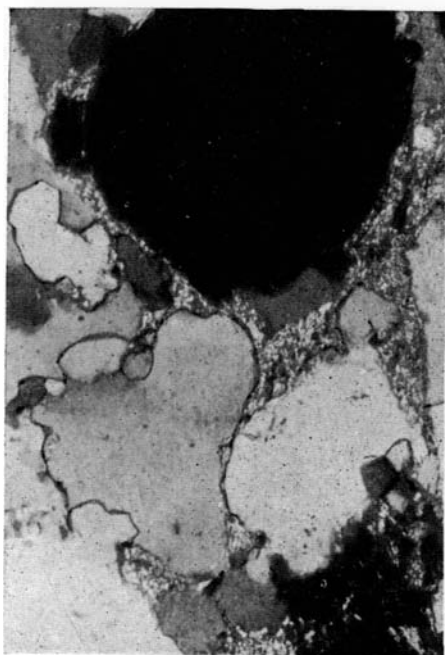
5

5. Проба № 642. Мелкозернистый кварцит. Нижний карелий. Ув. 76, николи +.



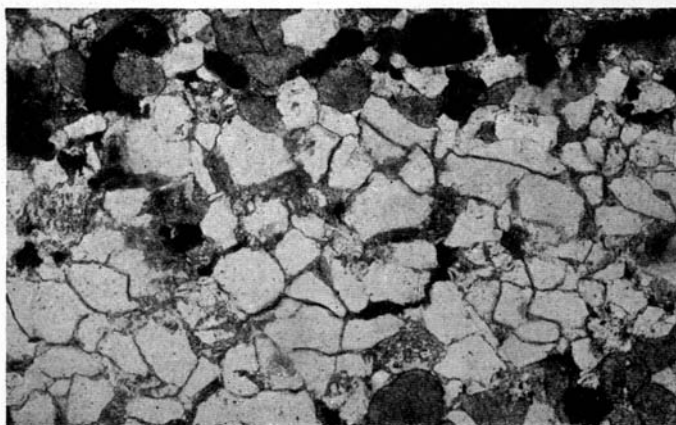
6

6. Проба № 657. Крупнозернистый кварцит. Нижний карелий. Ув. 76, николи +.

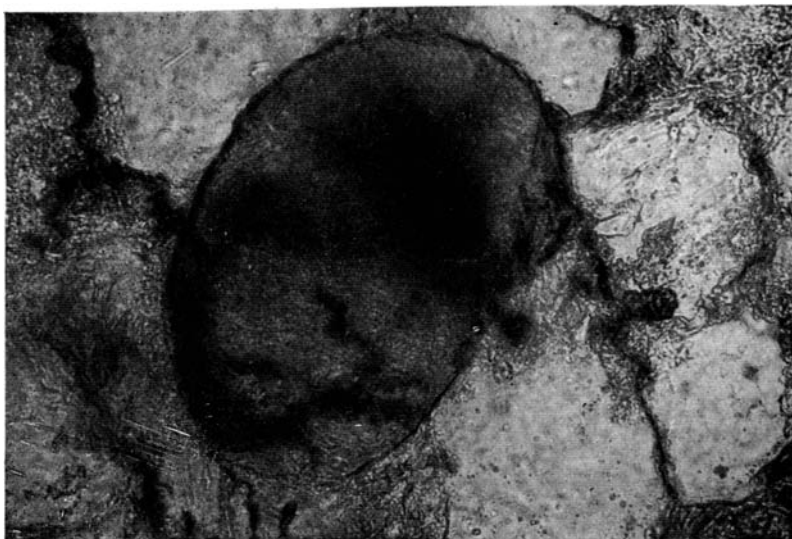


7. Проба № 622. Среднезернистый кварцит. Нижний карелий. Ув. 76, николи +.

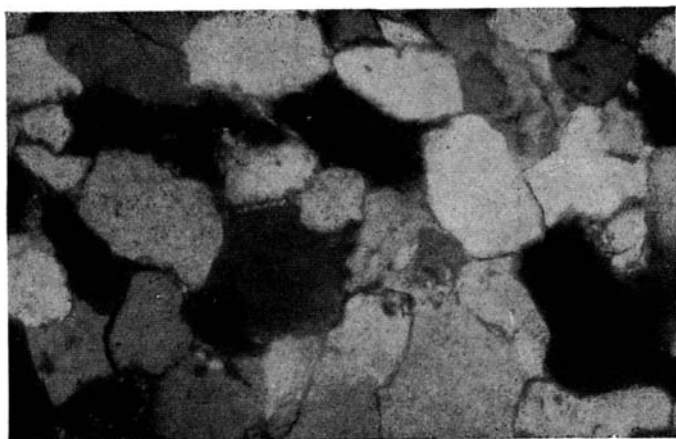
8. Шл. № 1. Полимиктовый кварцито-песчаник. Иотний. Ув. 76, николи +.



9. Шл. № 250. Кварцито-песчаник с прослоями, состоящими из глобулярных зерен метаморфизованного глауконита. Иотний. Ув. 46, николи ||.



10. Шл. № 250. Глобулярное зерно метаморфизованного глауконита.
Ув. 250, николи ||



11. Шл. № 13. Мономинеральный кварцито-песчаник.
Иотний. Ув. 76, николи +.

(0.003—0.3 мм) зеленых плеохроирующих листочков, обладающих серовато-желтой интерференционной окраской первого порядка, отрицательным характером главной зоны и углом угасания $cNp = 3-5^\circ$.

Чешуйки серицита бесцветны, обнаруживают в скрещенных николях высокую интерференционную окраску, прямое угасание и положительное удлинение; размер их 0.008—0.12 мм. Чешуйки серицита или плотно облекают песчинки кварца, точно обрисовывая их контуры, или же повернуты к поверхности песчинок на некоторый угол (в процессе роста кайм разрастания).

Доломит присутствует в шлифе в виде зерен неправильной формы, приспособляющихся к очертаниям промежутков между зернами кварца, но проявляющих в то же время тенденцию к ромбоэдрическому ограничению. Иногда встречаются округлые зерна доломита, окруженные серицитовой обочкой. Возможно, что эти зерна доломита являются кластическими,¹ т. е. попавшими в осадок при механическом разрушении подстилающих доломитсодержащих пород. Размер зерен доломита 0.05—0.20 мм.

Структура шлифа метасаммитовая рекристаллизационная.

Далее вверх по разрезу зеленоватая окраска кварцитов исчезает, уменьшается размер зерна и понижается содержание цемента.

Шлиф № 119/46. Порода сложена округлыми песчинками кварца, плотно прилегающими друг к другу. Размер песчинок 0.2—0.6 мм, преобладающий размер зерна 0.3 мм. Между песчинками кварца находятся чешуйки серицита. При непосредственном соприкосновении кварцевых песчинок в контактах появляются зерна размером 0.04—0.06 мм, возникшие путем рекристаллизации. Песчинки кварца обладают волнистым угасанием, нередко имеет место грануляция. Встречены единичные мелкие (0.1—0.2 мм) зерна плагиоклаза и микроклина.

Содержание серицитового цемента 6—8%. Структура шлифа бластосаммитовая рекристаллизационная.

Самые верхние горизонты кварцитовой толщи представлены мелкозернистыми белыми сливными разностями.

Шлиф № 751 (проба № 642; табл. II, 5). Порода состоит из неправильных зерен кварца, размером 0.04—0.6 мм. Преобладают зерна в 0.12—0.15 мм. Границы между отдельными кристаллами кварца представляют собою неправильные ломаные линии. В контактах соприкасающихся кварцевых песчинок нередко располагаются зерна размером 0.02—0.06 мм, возникшие путем рекристаллизации. Наиболее резкое волнистое угасание наблюдается у крупных песчинок кварца. В породе между песчинками кварца наблюдается крайне незначительное количество (примерно 3—4%) мелких листочков, чешуек и пластинок слюды-серицита ($Ng' = 1.603 \pm 0.003$, $Np' = 1.567 \pm 0.003$) размером 0.01—0.12 мм.

Слюда сравнительно равномерно рассеяна между зернами кварца. Расположение слюдистых пластинок позволяет наметить контуры первоначальных кластических зерен кварца (кварцевых песчинок). В скрещенных николях обнаруживается, что в ряде случаев кварцевые песчинки подверглись дроблению и состоят из нескольких оптически различно ориентированных участков.

Изредка в шлифе встречаются мелкие (0.015 мм) округлые зернышки циркона.

Структура породы бластосаммитовая, рекристаллизационная.

Пересчет химического состава (стр. 74) на минералогический дает следующие результаты: содержание свободного кварца в породе — 97%, слюды — 3%, прочих минералов доли %.

¹ На возможность присутствия в осадках кластических зерен карбонатов указывал Н. М. Страхов в одном из докладов в Институте геологических наук АН СССР.

SiO ₂	98.40	Na ₂ O }	0.16
TiO ₂	0.04	K ₂ O }	не найд.
Al ₂ O ₃	1.24	H ₂ O ⁻	0.08
Fe ₂ O ₃	0.07	H ₂ O ⁺	0.12
FeO	не найд.	П. п. п.	не найд.
MnO	не найд.	P ₂ O ₅	не найд.
MgO	0.20	SO ₃	не найд.
CaO	0.39		
		Сумма	100.70

Кварциты месторождения Паданы

В 2 км с севера от с. Паданы, в нескольких метрах к западу от шоссе, вскрыт контакт серицитово-хлоритовых сланцев архея с кварцитами нижнего карелия. В основании кварцитов залегает крупногалечный кварцевый конгломерат с серицитово-хлоритовым цементом. Вверх по разрезу конгломераты переходят в зеленые крупнозернистые кварциты, содержащие много серицитово-хлоритового цемента.

Шлиф № 58 (проба № 657; табл. II, 6). Порода состоит из округлых зерен кварца, довольно свободно размещенных в серицитово-хлоритовой массе. Размер зерен кварца 0.1—1.6 мм; преобладают зерна размером 0.4—0.6 мм. Волнистое угасание обнаруживают примерно 15—20% зерен кварца. Некоторые кварцевые песчинки подверглись грануляции — по периферии песчинок наблюдаются мелкие (до 0.01 мм), оптически различно ориентированные участки.

В контактах соприкасающихся песчинок присутствуют мелкие зернышки — продукт рекристаллизации, размером 0.04—0.08 мм. Очертания кварцевых песчинок неровные — в цемент отходят выросты длиной 0.01—0.02 мм, обладающие той же оптической ориентировкой, что и сами песчинки. Внутри этих выростов часто находятся иголки и пластинки серицита и хлорита, нередко располагающиеся перпендикулярно к поверхности песчинок.

Размер чешуек и пластинок серицита и хлорита цемента в среднем 0.004×0.01 мм. Иногда присутствуют сростки крупных (0.04×0.2 мм) пластинок хлорита. Серицит бесцветен, обладает высокой интерференционной окраской, прямым угасанием, положительным удлинением, показатель преломления $Ng' = 1.603 \pm 0.003$.

Листочки зеленого хлорита (клинохлора) обладают заметным плеохроизмом (схема абсорбции биотитовая), грязно-желтой интерференционной окраской, отрицательным удлинением, небольшим углом угасания $= 3-5^\circ$. Показатель преломления на плоскости спайности $N = 1.600 \pm 0.003$. Содержание цемента — 20%.

Иногда в цементе присутствуют точечные включения окислов железа. Структура шлифа метасаммитовая рекристаллизационная.

В серицитово-хлоритовых сланцах архея, подстилающих кварциты протерозоя, показатель преломления серицита $Ng' = 1.603 \pm 0.003$, хлорита (на плоскости спайности) $N = 1.625 \pm 0.003$.

Вверх по разрезу темнозеленые крупнозернистые кварциты замещаются зеленоватыми, почти белыми среднезернистыми разностями.

Проба № 622 (табл. III, 7). Порода состоит из округлых зерен кварца размером 0.04—0.8 мм, преобладают зерна в 0.2—0.3 мм. В контактах соприкасающихся песчинок кварца нередко располагаются мелкие 0.04—0.06 мм зерна, возникшие путем рекристаллизации породы.

В кварците содержится до 12% серицитового цемента. Показатели преломления серицита $Ng' = 1.603 \pm 0.003$, $Np' = 1.567 \pm 0.003$. От

поверхности песчинок кварца в серицитовый цемент отходят неправильные выросты длиной 0.02—0.04 мм, обладающие той же оптической ориентировкой, что и сами песчинки. Внутри этих выростов заключены иголки и пластинки слюды, ориентированные под некоторым углом, а часто и перпендикулярно к поверхности песчинок. При образовании выростов, чешуйки слюды, плотно облекавшие песчинки кварца, были ориентированы в направлении разрастания зерна.

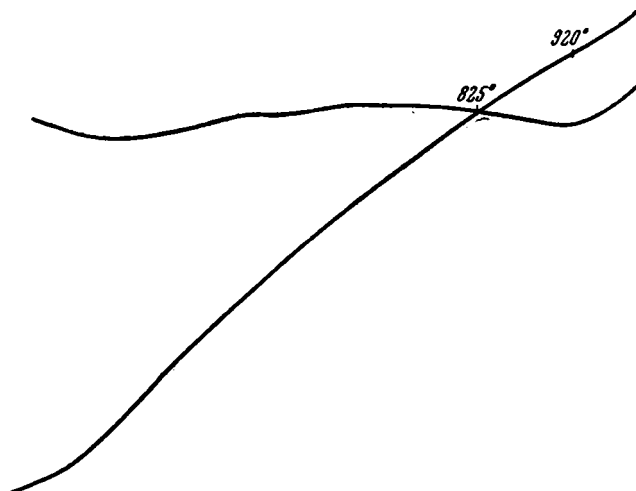
Почти все кварцевые зерна обладают волнистым угасанием, нередко наблюдается также грануляция (преимущественно периферических частей зерен). Структура шлифа метапсаммитовая рекристаллизационная. В иммерсионных препаратах обнаруживается присутствие мелких кристалликов доломита.

Химический состав (аналитик О. А. Алексеева) в %:

SiO ₂	94.00	Na ₂ O }	0.80
TiO ₂	0.11	K ₂ O }	0.80
Al ₂ O ₃	3.98	H ₂ O ⁻	не найд.
Fe ₂ O ₃	0.56	H ₂ O ⁺	0.37
FeO	не найд.	П. п. п.	0.35
MnO	следы	P ₂ O ₅	не найд.
MgO	0.40	SO ₃	не найд.
CaO	0.23		
		Сумма	100.80

Содержание кварца в шлифе — 88%, содержание цемента — 12%.

Было произведено оптическое и термическое изучение тонкого прослой серого сланца из толщи кварцитов Паданского месторождения. Показатели преломления бесцветного чешуйчатого, с высоким дву-преломлением, прямым угасанием и положительным удлинением минерала $Ng' = 1.603 \pm 0.003$ и $Np' = 1.567 \pm 0.003$, позволяют определить его как серицит. Кривая нагревания¹ минерала с эндотермической остановкой при 920° также отвечает кривым нагревания серицита (фиг. 4).



Ф и г. 4. Кривая нагревания серицитового сланца (прослой в кварцитах Паданского месторождения).

¹ Кривая нагревания получена в Пирохимической лаборатории ИГН.

Вверх по разрезу зеленоватые кварциты замещаются белыми мелкозернистыми мономинеральными разностями, аналогичными в структурном отношении кварцитам Кузнецово (описание шлифа № 751 на стр. 73).

Верхний протерозой (иотний)

Кварцито-песчаники месторождения Каменный Бор

Пестрые полимиктовые кварцито-песчаники Каменного Бора (табл. III, 8), содержащие в цементе от 5 до 15% пиррофиллита с примесью метаморфизованного глауконита, очень неоднородны в гранулометрическом отношении. Наблюдается частая перемежаемость крупнозернистых, среднезернистых и мелкозернистых разностей (табл. 1).

Таблица 1

Величина зерна в кварцито-песчаниках

Разности	Размер зерна в мм	Преоблада- ющий размер в мм
Крупнозернистые	0.1—0.6	0.4—0.6
Среднезернистые	0.1—0.4	0.2—0.3
Мелкозернистые	0.05—0.2	0.10—0.15

Минералогический состав кварцито-песчаников: кварц, полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, альбит), пиррофиллит, метаморфизованный глауконит, окислы железа, магнетит, турмалин, апатит, титанит, микрогалька сланцев, сильно измененных эффузивных пород, халцедона, жильного кварца.

Округлые и полуокатанные зерна кварца обычно покрыты железистыми пленками толщиной 0.005 мм. Вокруг песчинок кварца часто наблюдаются каймы разрастания, обладающие той же оптической ориентировкой, что и сами песчинки.

В разностях кварцито-песчаников, содержащих много пиррофиллитового цемента, песчинки кварца окружены лишь неправильными выростами—при регенерации кварцевые песчинки не могли разрастаться свободно. Пиррофиллит обычно присутствует в виде бесцветных чешуек, с высокой интерференционной окраской, прямым угасанием и положительным удлинением. Показатели преломления чешуек $N_g = 1.600 \pm 0.003$, $N_p = 1.552 \pm 0.003$.

Реже пиррофиллит образует глобулярные агрегаты и сферолитоподобные сростки. Зеленый метаморфизованный глауконит встречается в виде глобулярных зерен, но, кроме того, зеленые чешуйки, мелкие зерна и пластинки метаморфизованного глауконита в изобилии распределены в чешуйчатой пиррофиллитовой массе цемента кварцито-песчаников.

Цемент кварцито-песчаников обильно пигментирован окислами железа.

В отличие от карельских кварцитов, в кварцито-песчаниках иотния песчинки кварца не обнаруживают волнистого угасания, не наблюдается грануляции зерен, отсутствуют признаки рекристаллизации.

Структура пород метапсаммитовая регенерационная.

*Прослой зеленого тонкозернистого кварцито-песчаника
в кварцито-песчаниках Шелтозера*

Порода (шлиф № 250, табл. III, 9) состоит в основном из округлых и округло-угловатых, окруженных неправильными выростами песчинок кварца. В шлифе имеются прослой шириною 0.2—0.5 мм, состоящие из зеленых глобулярных зерен метаморфизованного глауконита (табл. IV, 10). Размер песчинок кварца и глобулярных зерен метаморфизованного глауконита 0.04—0.20 мм (преобладающий размер 0.15 мм).

В цементе кварцито-песчаника присутствуют мелкие, разнообразные по величине и форме зернышки и пластинки зеленого метаморфизованного глауконита и бесцветные, с высокой интерференционной окраской, чешуйки пирофиллита. Иногда пирофиллит встречается в виде сравнительно крупных (0.15×0.06 мм) пластинок, причудливо изгибающихся и плотно облегающих кварцевые песчинки.

Помимо кварца, пирофиллита и метаморфизованного глауконита в породе наблюдаются единичные свежие зерна решетчатого микроклина, ортоклаза, альбита, циркона, титанита, апатита, микрогалька халцедона и разложенных основных вулканических пород.

Метаморфизованный глауконит обладает заметным плеохроизмом (схема абсорбции Ng — темнозеленый, Np — светлозеленый), иногда спайностью (трещинки спайности пересекаются под углом 120°), прямым (в пластинках) и агрегатным (в глобулярных зернах) угасанием, положительным удлинением, высокой интерференционной окраской (0.012—0.020). Метаморфизованный глауконит нередко замещен гематитом, причем видно, что замещение происходило сначала по трещинам спайности.

Показатель преломления метаморфизованного глауконита на плоскости спайности $N = 1.646 \pm 0.004$.

Структура шлифа метапсаммитовая, текстура слоистая.

Повидимому, одновременно с образованием монтмориллонита ($Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$) в иотнийском бассейне возникал и глауконит, отличающийся от монтмориллонита усложненным химическим составом $(K_2, Fe^{++})O \cdot (Fe^{+++}, Al)_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$.

Метаморфизованный глауконит, встречавшийся в цементе иотнийских кварцито-песчаников в виде листочков, зерен и пластинок, определялся раньше как биотит.

Кварцито-песчаники месторождения Шокша

Красный мелкозернистый мономинеральный кварцито-песчаник (шлиф № 13; табл. IV, 11) состоит из округлых и округло-угловатых песчинок кварца размером 0.1—0.2 мм. Преобладают зерна размером в 0.15 мм. Песчинки кварца одеты железистыми оболочками толщиной в 0.005 мм и окружены каймами разрастания, оптическая ориентировка которых совпадает с оптической ориентировкой песчинок. Изредка среди кварцевых зерен присутствуют единичные трудно поддающиеся определению агрегаты, повидимому представляющие собою микрогальку сильно разрушенных основных эффузивных пород.

Между песчинками кварца наблюдаются чешуйки пирофиллита, присутствующего в кварцито-песчанике в количестве 5—8%. Структура шлифа метапсаммитовая регенерационная.

Прослой красного сланца в кварцито-песчаниках (шлиф № 27). В бесцветной тонкочешуйчатой высокополяризующей массе глобулярного сложения неравномерно рассеяны угловатые и округлоугловатые, нередко с неправильными выростами, песчинки кварца. Размер глобул чешуйчатого минерала и песчинок кварца 0.04—0.10 мм.

В шлифе присутствуют прослои в 0.2—0.3 мм, состоящие из песчинок кварца. Общее содержание кварца в породе 30%. Глобулы чешуйчатого минерала и песчинки кварца покрыты красными железистыми оболочками толщиной в 0.005—0.15 мм, состоящими из мельчайших частичек гематита. Гематит также нередко образует скопления размером до 0.08 мм. Встречаются единичные мелкие (до 0.10 мм) округлые зерна зеленого турмалина, изредка окруженные каймами разрастания, бесцветные призматические кристаллики апатита, окруженные своеобразными высоко преломляющими оболочками, зерна разрушенных полевых шпатов, пластинки зеленого хлорита, частично замещенного бесцветной слюдой, скопления мелких кристалликов титанита, зернышки магнетита. Бесцветные чешуйки высокополяризующего минерала основной массы шлифа обладают прямым угасанием, положительным удлинением и показателями преломления $N_g = 1.600 \pm 0.003$ и $N_p = 1.552 \pm 0.003$, что позволяет определить этот минерал как пирофиллит. Размер чешуек пирофиллита 0.003—0.06 мм. Структура породы метаалевропелитовая, текстура глобулярная, слоистая.

Химический состав (аналитик О. П. Острогорская) в %:

SiO ₂	70.48	Na ₂ O	4.24
TiO ₂	0.38	При пересчете Σ хло-	
Al ₂ O ₃	16.50	ридов на K ₂ O	(5.05)
Fe ₂ O ₃	3.31	H ₂ O ⁻	0.39
MgO	0.97	H ₂ O ⁺	2.63
CaO	0.19		
			99.90

Содержание свободной кремнекислоты 30% (подсчет процентного содержания кварца в шлифе). Содержание химически связанной кремнекислоты $70.48 - 30 = 40.48\%$. Пересчет алюмосиликатной части химического анализа приведен в табл. 2.

Таблица 2

Пересчет алюмосиликатной части химического анализа

	Весовой %	Молекулярное количество	Отношения молекулярных количеств	Формула
SiO ₂	40.48	0.67	4	0.3K ₂ O·0.1MgO·Al ₂ O ₃ ·4SiO ₂ ·H ₂ O (пирофиллит)
Al ₂ O ₃	16.5	0.16	1	
K ₂ O	5.05	0.05	0.3	
MgO	0.97	0.02	0.1	
CaO	0.19	0.004	0.03	
H ₂ O	2.63	0.15	1	

Минералогический состав сланца:

Пирофиллит	66%
Кварц	30%
Гематит	3%
Прочее	1%

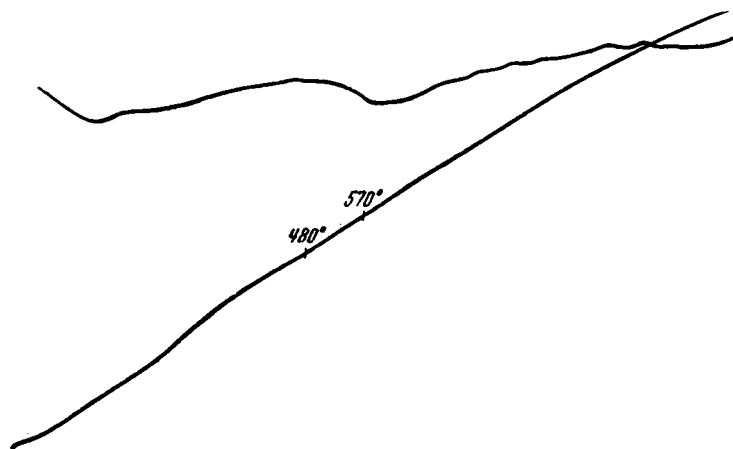
100%

На фиг. 5 приведена кривая нагревания этого сланца.¹ Эндотермическая остановка при 570° может вызываться высокой степенью дисперсно-

¹ Кривая нагревания получена в Пирохимической лаборатории ИГН.

сти исследуемого минерала, приводящей к выделению кристаллизационной воды при сравнительно низких температурах.

Повидимому, в иотнийское время в Карелии, так же как и на Украине, одновременно с накоплением полимиктовых и кварцевых песков в широких масштабах происходило образование монтмориллонитовых глин состава $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$, содержащих в некоторых случаях различные



Ф и г. 5. Кривая нагрева пирофиллитового сланца (прослой в кварцито-песчаниках Шокшинского месторождения)

адсорбированные катионы. При динамометаморфизме монтмориллонитовые глины превращались в пирофиллитовые сланцы состава $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$ (или $0.mR_2O \cdot 0.nRO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$). Пирофиллит в цементе иотнийских кварцито-песчаников определялся ранее, как серицит или тальк.

ВЫВОДЫ

1. Изученные разрезы нижнего протерозоя (карелия) центральной Карелии сравнительно хорошо сопоставляются друг с другом и с разрезами юго-западной Карелии.

2. Породы карелия рационально делить на три отдела: нижний карелий — белые кварциты с базальными конгломератами в основании; средний карелий — фиолетовые серицитовые сланцы с прослоями аркозовых кварцитов, доломиты, эффузивные метадиабазы; верхний карелий — карбонатные, шунгитовые, кремнистые сланцы, эффузивные и интрузивные метадиабазы.

3. В нижнекарельской толще кварцитов выделяются: нижняя зона — крупнозернистые кварциты различного петрографического характера; средняя зона — светлые среднезернистые кварциты с серицитовым цементом; верхняя зона — белые мелкозернистые мономинеральные кварциты.

4. Фациальные различия нижнекарельских базальных конгломератов обусловлены местными особенностями условий образования их, зависевшими в первую очередь от состава размывавшихся пород архейского континента и его рельефа. В принятии гипотезы П. Эскола о ледниковом происхождении полимиктовых конгломератов нет необходимости.

5. Нижнекарельские кварциты обладают мета- и бластопазммитовыми рекристаллизационными структурами, а нередко и кристаллизационной сланцеватостью; иотнийские кварцито-песчаники характеризуются ме-

тапсаммитовыми регенерационными структурами без признаков рекристаллизации и кристаллизационной сланцеватости.

6. Серпичитовый цемент нижнекарельских кварцитов возник из каолиновой составляющей нижнекарельских кварцевых песков в процессе карельского динамометаморфизма.

Пиррофиллит и метаморфизованный глауконит, присутствие которых впервые устанавливается в иотнийских кварцито-песчаниках, возникли из глауконито-монтмориллонитовой составляющей иотнийских песков при иотнийском динамометаморфизме.

7. Толща нижнекарельских преимущественно кварцевых песков, содержащих каолинит, сформировалась при размыве мощных образований коры выветривания гранито-гнейсов архейского пенеплена трансгрессировавшим карельским морем.

Иотнийские полимиктовые и кварцевые пески возникли при наступлении иотнийского моря на только что сформировавшуюся карельскую складчатую страну с молодым рельефом и речной сетью. В устьях рек и в прибрежной зоне накапливались плохо отсортированные пески, содержащие монтмориллонит и глауконит.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе сегозерского горшечного камня. Зап. Мин. общ., 1929, 58, вып. 1.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. Мат. по геол. России, 1877, 7.
- Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 2.
- Марков К. К. О механизме колебания уровня водоемов. Вестн. Моск. унив., 1948, № 8.
- Петров В. П. Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1948, вып. 95.
- Судовиков Н. Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. регион. петрогр., вып. 5. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. Тр. Лен. геол. упр., 1941, вып. 23.
- Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Лен. геол. треста, 1938, вып. 17.
- Griggs D. Deformations of rocks in the laboratory. Am. Geoph. Union Trans., 1940, 2.
- Metzger A. Die jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinland. Bull. Comm. Géol. Finl., 1924, № 60.
-

И. И. ГИНЗБУРГ и Б. В. ЗАЛЕСКИЙ

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В течение 1939—1941 гг. под руководством авторов этой статьи производились детальные исследования по изучению карбонатных пород. В этих широко поставленных работах приняли участие петрографы (В. В. Лапин, Б. В. Залесский), физико-химики (А. В. Николаев, М. И. Новиков), химики (П. Н. Палей), минералоги и геохимики (И. И. Гинзбург с рядом сотрудников).

Результаты этих работ позволяют сделать некоторые общие выводы о физических и химических свойствах карбонатных пород. Кроме того, они позволяют наметить пути, по которым следует вести дальнейшие работы, чтобы увязать свойства карбонатных пород с их минералого-химическим составом, структурой и текстурой и поведением в них воды.

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Минералогический состав пород. Исследованные карбонатные породы состоят из кальцита с примесью доломита или, наоборот, доломита с примесью кальцита. Наиболее мономинеральными являются известняки, большим колебаниям в составе отвечают доломиты, в исследованных доломитах минимальное содержание кальцита составляет 4—7% — по данным петрографического подсчета и 9—18% — по данным химического анализа; обычное содержание кальцита составляет 10—40% по петрографическому подсчету и такое же количество по химическому анализу.

Размер зерен. Среди доломитов преобладают средние размеры зерен, среди известняков — крайние, чаще очень тонкие, но иногда и весьма крупные. По данным микроскопического исследования размер зерна следующий (в мм):

Первичный кальцит идиоморфный	0.001—0.005
Основная масса афанитового известняка	0.002—0.007
Кальцит крипто- и микрокристаллический	0.005—0.02
Монокристаллы кальцита	0.05—3.0
Вторичный кальцит	0.2—4.0
Доломит идиоморфный ромбоэдрический	0.04—0.2
» в стенках пор	0.4
» крупнозернистый	0.1—0.35
» среднезернистый	0.05—0.2
» мелкозернистый	0.02—0.1

Размер пор. Различают: 1) макропоры, видимые невооруженным глазом, 2) микропоры, видимые под микроскопом, и 3) ультрапоры, которые под микроскопом различить и измерить трудно.

По данным В. В. Лапина, размеры пор для известняков колеблются в пределах: 0.02—0.2 мм и реже до 2 мм; а для доломитов пределы колебаний составляют 0.01—6.00 мм. Таким образом, известняки имеют более однородные по размеру поры, а доломиты более разнородные. В доломитизированных известняках размер пор зависит от степени доломитизации известняков.

Форма пор: По форме В. В. Лапин различает следующие поры:

- 1) поры неправильной формы с изометрическими очертаниями, неправильными, извилистыми. Преобладающий размер 0.02—0.05 мм;
- 2) поры с угловатыми ограничениями;
- 3) овальные и округлые поры в 1—6 мм, большей частью замкнутые;
- 4) поры от незаполненных камер и полостей в органических остатках, 0.02—0.2 мм;
- 5) микротрещинки.

Толщина стенок пор. В органогенных известняках стенки пор тонкие и сложены более мягким минералом — кальцитом; в доломитах они сложены более твердым доломитом, а в органогенных известняках толщина стенок пор немногим превосходит их диаметр, а иногда бывает равна и даже меньше диаметра. Так, по данным В. В. Лапина, средняя толщина стенок пор для известняка составляет 0.12—0.14 мм, при среднем диаметре пор 0.11—0.12 мм.

В доломитизированных участках кристаллы доломита разрастаются за счет пространства, занимаемого порами, отчего размер пор уменьшается, а толщина стенок увеличивается; в общем в доломитах имеется большое количество тонких пор с толстыми стенками; крупные поры также разделяются толстыми плотными стенками. Среди доломитов встречаются перекристаллизованные прослои известняков со структурой, ближе стоящей к доломитам, чем к органогенным известнякам.

Связь отдельных зерен доломита между собой и с кальцитом обуславливает прочность породы. Контакты отдельных зерен являются местами диффузии для воды и, в случае разнородного минералогического состава, отдельные части выщелачиваются с различной скоростью. Зубчатое сцепление более благоприятно для прочности связи зерен, чем только плотное прилегание их друг к другу.

Кальцитовый цемент, связывающий зерна, более слаб и легче выщелачивается, чем зерна доломита и даже кальцита.

Поверхность пор, особенно в доломитах, неровная. Для порошков, которые употреблялись в качестве материала для испытания в условиях различных агрессивных сред, был определен их гранулометрический состав (по способу Сабанина), а затем и суммарная поверхность наружных пор на 1 г вещества методом адсорбции метиленовой синью. Для 15 исследованных образцов она оказалась равной: для доломитов — от 503 до 293 см²/г, для известняков — от 995 до 267 см²/г в зависимости от гранулометрического состава взятых для опыта образцов. Поверхность пор зависит также от степени пористости и от размера самих пор и их строения. В пределах одного и того же образца поверхность пор колеблется в довольно больших пределах: от 452 до 198 см²/г в одном образце, до 400—250 см²/г и 437—168 см²/г в других образцах и т. п. Для доломитов разных типов в порошках принимаем среднее арифметическое, из ряда определений, равное 330 см²/г.

Поверхность пор в монолитах непосредственно не была изучена; можно подойти к этому вопросу косвенным путем. Нам известен

объемный вес каждого образца, средний процент его пористости и преобладающий диаметр его пор. Предположим, что диаметр всех пор в образце состоит только из одного этого преобладающего размера. Отсюда можно примерно подсчитать поверхность пор (U_2 и U_3) в предположении, что сечение поры не изменяется по длине ребра, а затем подсчитать поверхность пор на 1 г вещества (U_1) в монолите на основании следующих формул:

$$U_2 = \frac{4Vp}{D \cdot 100}; \quad U_3 = \frac{4VT}{d \cdot 100};$$

$$U_1 = \frac{4Vp}{dg \cdot 100},$$

где U_2 и U_3 означают средние поверхности пор в см^2 ,

D — средний диаметр пор,

d — малый диаметр,

V — объем образца,

p — процент пористости,

U_1 — поверхность пор на 1 грамм вещества в монолите,

g — вес монолита в г.

Для исследованных образцов получаем размеры поверхности пор, колеблющиеся в монолитах при их весе от 200 до 150 г и объеме от 72.6 до 77.87 см^3 :

1) при малом размере пор от 0.007 до 0.05 мм — размеры поверхности пор от 2100 до 35 700 см^2 (последняя величина связана с 24.62% пористости в известняке);

2) при среднем размере пор от 0.05 до 0.1 мм — размеры поверхности пор от 1400 до 11 650 см^2 (последняя величина связана с диаметром пор в 0.012 мм).

При малом размере пор от 0.007 до 0.05 мм в расчете на 1 г вещества монолита размеры поверхности пор от 10.40 до 182.0 см^2 (последняя величина — при диаметре в 0.017 мм и 7.4% пористости) и до 247.0 см^2 (при диаметре 0.02 мм и 24.62% пористости).

Поверхность пор в порошках, определенная методом адсорбции метиленовой синью, составляла на 1 г вещества от 293 до 317 см^2 для доломита, 341 до 503 см^2 для известковистого доломита и 267 до 995 см^2 для известняка, в зависимости от гранулометрического класса порошка, взятого для определения. Полученная путем расчета поверхность в этом случае складывается из внешней поверхности зерен порошка и поверхности пор в этих зернах. Этой суммарной поверхностью, а также наличием большого количества замкнутых мелких пор монолита, обнажающихся при растирании последнего в порошок, и можно частично объяснить столь большое расхождение суммарной поверхности пор в порошках и монолитах. Если вычесть в каждом образце из поверхности пор в порошках на 1 г вещества соответствующую пористость на тот же 1 г в монолите, можно, хотя и весьма грубо, получить представление о размерах наружной поверхности порошка плюс поверхность замкнутых пор. Определив каким-либо способом наружную поверхность гранулометрического класса порошка, можно путем вычитания из предыдущей величины получить представление о величине поверхности замкнутых в монолите пор.

Приведенные результаты расчета величин поверхности пор весьма условны; они дают только представление о возможных размерах этих величин и о предельных их колебаниях. Однако, можно сказать, что исследованные известняки имеют значительно большую поверхность пор, чем доломиты.

ФОРМА ВХОЖДЕНИЯ ВОДЫ В КАМНЕ

В камне следует различать связанную и свободную воду.

Связанная вода в отличие от свободной не подчиняется законам гравитации и остается в камне, не перемещаясь под влиянием давления или разрежения. Практически в связанной воде различают: 1) воду адсорбционную (гигроскопическую), 2) воду пленочную, 3) воду углов пор (многими исследованиями отрицаемую) и 4) капиллярносвязанную воду.

Адсорбционная вода (гигроскопическая) является особой, специфической водой. По А. Ф. Лебедеву, вода в этом состоянии представляет собой водяной пар, адсорбированный частицами породы. Адсорбция сопровождается выделением тепла, причем адсорбируемые водяные пары или жидкость переходят в уплотненное состояние. Вследствие увеличенной плотности адсорбированной воды температура замерзания понижается: часть воды, содержащаяся в порах глин, не замерзает даже при -78° .

Гигроскопическая вода определялась попутно при анализах в тонкоизмельченном веществе путем высушивания в сушильном шкафу при 105° до постоянного веса.

Средняя отдача гигроскопической воды пород в измельченном состоянии составляла (табл. 1).

Таблица 1

Средняя отдача гигроскопической воды пород (в %)

Породы	при 105°	выше 105°	Всего
Для доломитов и доломитизированных известняков	0.0775	0.0462	0.1237
Для известняков и доломитизированных известняков	0.0575	0.0725	0.1300

При удельном весе воды, равном 1, при гигроскопической воде, равной указанной в последнем столбце, при поверхности пор в порошке для 1 г доломита в среднем 300 см² расчет дает толщину гигроскопической пленки для доломитов $41 \cdot 10^{-6}$ мм. Введя поправку на уплотнение, условно в 0.16, получаем соответственно толщину пленки в $36 \cdot 10^{-6}$ мм. При расчете на воду до 105° получаем, соответственно, для доломитов $25 \cdot 10^{-6}$ мм.

Для определения толщины гигроскопической пленки в монолитах примем поверхность пор на 1 г вещества в среднем для доломитов — 115 см², для известняков — 240 см², максимальную гигроскопическую воду ту же, что и выше: отсюда, толщина пленки составит $10 \cdot 10^{-6}$ мм для доломита и $45 \cdot 10^{-6}$ мм для известняка (с поправкой на уплотнение).

Эти подсчеты дают только представление о возможной величине гигроскопической пленки и показывают, что максимальной толщины она достигает в среде, насыщенной водяными парами.

Пленочная вода. По А. Ф. Лебедеву, пленочная вода находится под влиянием молекулярных сил сцепления между частицами тела и молекулами воды. Пленочная вода удерживается с большой силой и принято считать, что она не может быть удалена центрифугой, развивающей до 50 000 оборотов в мин. (при 5 см в диаметре). Эта вода не замерзает при -10° , в ней отсутствует гидростатическое давление, она перемещается, как жидкость, от более толстых пленок к более тонким, но очень медленно; с нею могут перемещаться соли.

В результате опытов, проведенных в лаборатории строительного камня Института геологических наук АН СССР по способу Меджвика,

выявлены данные, по которым можно судить, как идет поглощение разных типов воды камнем.

Суммарная адсорбция воды в монолите весом около 215 г (для доломитов) и 175 г (для известняков) составляла в среднем к моменту появления первой капли (поглощение в 1 мин. в см³):

№ 341—I	0.0133	№ 350	0.0382
» 340—II	0.0026	» 351	0.052
» 345	0.00426	» 351	0.076
» 349—III	0.0364	» 352	0.0385

Величины поглощения воды здесь во много раз больше, чем в порошках, что объясняется: а) предварительно высушенным состоянием подверженных фильтрации монолитов, б) насыщенным состоянием паров воды в камне во время опытов в отличие от степени его насыщенности в воздухе, в) образованием в монолитах и «пленочной» и «капиллярно связанной» воды. Поэтому разность между содержанием гигроскопической воды и водой поглощения, определяемой по способу Меджвика, должна частично объясняться образованием пленочной воды и капиллярно связанной. Существование обеих вод в тонкорастертых воздушно-сухих порошках невозможно, в то время как в породе, насыщенной до появления из нижней поверхности образца капельножидкой воды, все эти воды несомненно присутствуют.

Произведя вычитание из данных, полученных в опытах с «Меджвиком», гигроскопической воды, получаем следующие разности (табл. 2, в %):

Т а б л и ц а 2
Поглощение воды образцами, определенное различными методами

№	Меджвик	Гигроскопич. вода	Разность (пленочная и узкокапиллярно связанная)
340—I	0.71	0.13	0.58
340—II	0.23	0.13	0.10
349	1.11	0.14	0.97
352	0.81	0.16	0.65

Если «разность» считать пленочной водой (вместе с водой углов пор и капиллярно связанной), то количество ее будет по весу в 4—7 раз больше гигроскопической воды, причем в известняках ее больше, чем в доломитах. Эти числа представляют собой не столько какие-нибудь абсолютные величины, сколько дают представление о возможном соотношении обоих типов воды друг к другу.

Адсорбционная вода уменьшает размер пор на занимаемую ею толщину. Если этим можно пренебречь при широких порах, то при ультрапорах размером в тысячные доли миллиметра приходится считаться с уменьшением их диаметра на 10 и больше процентов, в результате образования пленок адсорбционной воды. Адсорбционная и пленочная вода сказываются и при водонасыщении камня, а последние и при его замораживании; она принимает также участие и в процессах химического воздействия на породы.

Практически вода не бывает совершенно чистой, а содержит те или иные соли. Опыты показывают, что поверхностное натяжение воды, в которой растворены соли, иное, чем дистиллированной воды и, следовательно, порода принимает ее иначе, чем первую; отношение к разным электролитам будет разным, в зависимости от состава породы и жидкости, что отражается на скорости фильтрации и агрессии воды на породу.

Вода углов пор — ограничена вогнутой поверхностью и вследствие этого находится под разрежением. Ее образование обязано капиллярным силам. Пленочная вода связана с водой углов пор, которая является ее разновидностью.

Выделение воды «углов пор» важно в том отношении, что при замораживании она может действовать как клин, распирающий стенки, в которых она включена.

Капиллярная вода. Вода капилляров близка к воде углов пор. Эта вода вместе с водой углов пор и пленочной приобретает для исследуемых пород большое значение, так как их содержание играет большую роль в вопросах замораживания камня. Надо отметить, что исключительно сложная форма пор создает благоприятные условия для развития воды тонких капилляров и углов пор, особенно при большой пористости пород. Соединения отдельных капилляров друг с другом происходят не только непосредственно между собой, но и через тончайшие отверстия в стенках, разделяющих поры друг от друга, что чаще всего имеет место в известняках.

Капиллярная вода образуется в результате всасывания воды порами. Степень всасывания зависит от диаметра пор, соотношения и связи отдельных диаметров пор в камне друг с другом, вязкости воды и солевого состава окружающего камня цемента.

Солевые растворы обладают большей вязкостью и меньшей капиллярной способностью к подъему. Неправильные формы пор и угловатость частиц уменьшают скорость капиллярной проводимости. В силу разного размера пор скорость капиллярного подъема воды в породах в разных точках будет различной. Отсюда медленное постепенное, нередко прерывистое заполнение всех пор при фильтрации, особенно в малопористых разностях доломитов. Равным образом воздух, находящийся в порах, в силу разной величины последних, вытесняется не сразу, он создает мертвые пространства, воздушные пробки, что также отражается на скорости движения воды в камне и на образовании во многих случаях неравномерного фильтрационного потока; последний достигает равномерной скорости лишь по истечении длительного времени после полного вытеснения или растворения всего воздуха в порах.

Капиллярное всасывание особенно действенно, когда камень подвержен попеременному увлажнению и высыханию, а агрессивное воздействие воды особенно велико, когда вода содержит агрессивные компоненты. Для этих случаев к пористости и фильтруемости камня требования должны быть повышены.

Влагоемкость камня (водонасыщение). Адсорбционная, пленочная, угловая и капиллярносвязанная воды суммарно образуют влагоемкость камня. Значение адсорбционной воды для исследованных образцов, как вы видели выше, невелико, составляет около 10% и меньше всей суммарной влагоемкости камня. Большее значение приобретает пленочная вода с угловой и водой тонких капилляров.

ВОДОПОГЛОЩЕНИЕ

Процессы водопоглощения и водонасыщения в карбонатных породах в очень сильной степени зависят от характера пористости и от распределения проникающей в камень воды.

Определение количества воды, поглощаемой породой, производилось в различных условиях: 1) при медленном погружении образца породы в воду и выдержке в ней до постоянного веса — так называемое «свободное насыщение» и 2) при предварительном выдерживании образца в вакуум-камере и последующем насыщении водой в течение 24 час. при давлении в 150 атм — «принудительное насыщение».

Первое количество воды связывается с количеством легко доступных пор, так называемых открытых, второе говорит о вообще доступных порах, т. е. о сумме открытых и так называемых замкнутых пор. Отношение объемного свободного насыщения к объемному принудительному характеризует отношение количества открытых пор к количеству закрытых и выражается коэффициентом насыщения; этот коэффициент во многом определяет собой действие замерзающей воды на камень. Обычно принято считать, руководствуясь 9%-ным расширением воды при замерзании, что он не должен превышать значения 0.8.

Для исследованных карбонатных пород его значение колеблется от 0.42 до 0.84, в зависимости от степени и характера пористости. В большинстве случаев он ниже 0.70 и только для афанитового известняка приближается к единице.

Свободное насыщение изменяется от 1.5 до 19.5 % (объемных), принудительное от 3 до 26 %.

Такое значительное содержание воды в карбонатных породах отражается на их механической прочности. Обычно это влияние определяется так называемым коэффициентом размокания, т. е. отношением прочности образцов, насыщенных водой, к прочности сухих образцов. Нами это отношение определялось при испытании образцов на разрыв. При колебаниях для различных образцов пород среднего значения предела прочности при разрыве сухих образцов от 34 до 183 кг/см² и для насыщенных от 18 до 134 кг/см², коэффициент размокания получает значение 0.53—0.96. Коэффициент насыщения и коэффициент размокания, совместно со структурными особенностями пород, во многом определяют степень их устойчивости, часто обозначающейся, как теоретическая долговечность породы.

Исследование карбонатных пород с разнообразной по величине и характеру пористостью показали, однако, что коэффициент насыщения и определяющие его величины водопоглощения носят условный характер и получают реальное значение только при определенных условиях воздействия воды на камень, главным образом, времени воздействия и характера пористости.

Как показали исследования «свободного насыщения», проведенного в течение 5 месяцев, мы фактически не достигаем его предела и ограничиваем его некоторым условным значением, отвечающим наступающему замедлению процесса насыщения (в случае исследованных карбонатных пород — 45-дневному насыщению). В некоторых случаях при длительном свободном насыщении имело место большее значение водопоглощения, чем при принудительном насыщении того же образца. Наблюдалось также превышение объемного количества принудительного насыщения над объемом абсолютной пористости, вычисляемой из тщательного определения удельного и объемного весов. Все эти факты говорят о том, что для понимания поведения воды в камне надо различать как количество воды разного вида, так размеры, форму и расположение пор. Для определения капиллярной воды и эффективного диаметра пор это было сделано на ряде образцов по методу фильтрации. Путем измерения скорости движения воды в момент начала фильтрации O_0 и скорости движения воды при установившейся фильтрации O_1 определяется высота капиллярного поднятия по формуле $H = \frac{O_0 - O_1}{O_1} (h + l)$, где h — давление воды, l — толщина образца. По капиллярному поднятию H вычисляется эффективный диаметр пор из равенства $H = \frac{2d}{g \cdot r}$, где d — поверхностное натяжение воды, g — ускорение силы тяжести и r — искомый радиус пор.

Для доломитизированных известняков высота поднятия была опре-

делена в 14—19 см, для доломитов — от 22 до 94 см; соответствующий эффективный диаметр пор — от 0.20 до 0.15 мм для первых и от 0.13 до 0.03 для вторых.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Преобладающее влияние на прочность исследованных карбонатных пород имеет пористость. По пористости можно выделить 2 группы: 1) незначительная с крупными отрицательно фузулиновыми порами, т. е. образующимися вследствие растворения или вымывания раковин фузулинов (3—6 мм в диаметре); 2) преобладающая с мелко- и микропористостью (от 0.001 до 0.6 мм).

При высоком значении пористости, достигающем 11—25%, снижение прочности от нее затемняет влияние остальных факторов. При более низкой пористости 3—7% существенно влияние и других факторов, главным образом, структуры и характера кальцита.

Так как исследованные породы состоят из доломитов, доломитизированных известняков и известняков, то структурными разновидностями являются: 1) доломиты и доломитизированные известняки с «синдетической» структурой, состоящие из соприкасающихся друг с другом кристаллов доломита, среди которых могут встретиться изолированные зерна или участки кальцита, 2) доломитизированные известняки с «диспергентной» структурой, состоящие из преобладающих зерен и участков кальцита, среди которых заключены изолированные зерна и участки доломита, 3) известняки с «органогенной» структурой, состоящие из преобладающих остатков раковин и скелетов водорослей, 4) известняки с «афанитовой» структурой, состоящие из чрезвычайно тонкозернистой плотной массы кальцита с размерами зерен 0.002—0.007 мм с пористостью менее 1% и размером пор 0.002—0.006 мм в диаметре.

Характер кальцита в основном определяется размером его зерен; наличие пелитоморфного кальцита, т. е. кальцита с размером зерен ниже 0.005 мм, обуславливает низкий коэффициент размокания, и, следовательно, сильное понижение прочности насыщенных водой образцов.

Присутствие пелитоморфного кальцита определяет также высокий коэффициент насыщения.

При содержании кальцита от 23% до 62% и преобладании пелитоморфного кальцита коэффициент насыщения меняется от 0.70 до 0.85; при содержании кальцита 1—16% коэффициент насыщения имеет значение от 0.48 до 0.58. Такая зависимость коэффициентов размокания и насыщения, очевидно, обуславливается тонкой дисперсностью карбоната кальция, т. е. большой удельной поверхностью, способствующей адсорбции воды. Влияние на механическую прочность указанных факторов представлено в табл. 3.

Таблица 3

Влияние пористости и структуры на прочность породы

Пористость в %	Структура	Предел прочности при сжатии в кг/см ²
25—16	органогенная	300—700
12—11	синдетическая с отрицательно фузулиновой пористостью	800—1000
7—6	синдетическая и переход к диспергентной	1600—1750
4—3	синдетическая	2250—2700

Как уже указывалось, в породах первых двух структур преобладающее влияние пористости совершенно нивелирует влияние структуры; в породах последних двух структур прямое влияние пористости прослеживается только в породах с более или менее выдержанной однотипной структурой, в данном случае синдетической.

В случае ясно выраженной диспергентной структуры при пористости, не превышающей 7%, породы уже выпадают из приведенного ряда. Влияние структуры можно выявить более отчетливо в отношении расчетной прочности образцов, абсолютно лишенных пористости.

Этот расчет может быть применен к породам с одинаковым характером пористости, а в исследованных породах — к образцам второй группы по пористости.

В этом случае изменение прочности в зависимости от структуры выражается следующим образом: при наличии синдетической структуры приведенная прочность образцов колеблется в пределах 3300—2600 кг/см², при наличии диспергентной структуры колебание прочности выражается цифрами 2400—1900 кг/см², при наличии органогенной структуры колебание прочности выражается цифрами 1600 кг/см² и ниже.

Ясно вырисовывается также и зависимость количества и размера преобладающего типа пор от процесса доломитизации: с увеличением содержания доломита количество и размер макро- и микропор понижается.

Со стороны «морозостойкости» все исследованные породы в отношении сопротивления сжатию при замораживании оказались весьма устойчивыми. Это обстоятельство главным образом связано с характером, количеством и распределением пор в породах.

ФИЛЬТРАЦИЯ ЧЕРЕЗ КАМЕНЬ И АГРЕССИЯ ВОДНЫМИ РАСТВОРАМИ

В случае напора воды на камень, приобретает значение не только водонасыщение, но и прохождение воды через поры камня. Водонасыщение отражается преимущественно на физико-механических свойствах камня, прохождение же воды через камень определяет также и частичное его растворение, вынос продуктов реакции из камня, изменение состава последнего и разрушение стенок пор. Движение воды в камне совершается через поры и путем диффузии между тонкими стенками пор. На скорость движения воды в порах влияет, кроме напора, также состав воды, температура последней и диаметр самих пор. Последний уменьшается на толщину гигроскопической пленки и толщину пленочной воды, передвигающейся весьма медленно. При агрессии водой, в присутствии солей и отсутствии углекислоты, в порах образуются пленки, которые суживают диаметр пор; при наличии агрессивной и свободной углекислоты поры могут постепенно расширяться.

Одним из основных факторов агрессии камня является его коэффициент фильтрации. Величина этого коэффициента весьма различна, особенно для доломитов, где она колеблется от $1 \cdot 10^{-10}$ до $1 \cdot 10^{-6}$, иначе говоря, от образцов, которые за сутки вовсе не фильтруют, до таких, которые в сутки пропускают до 16 см³ воды (в образцах толщиной в 2 см); чаще всего коэффициент фильтрации составляет $1 \cdot 10^{-9}$ — $1 \cdot 10^{-7}$. Известняки имеют более узкие пределы для коэффициента фильтрации: от $1 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-7}$, чаще всего $1 \cdot 10^{-6}$. Коэффициент фильтрации является весьма сложной величиной, зависящей от:

- 1) суммарной пористости,
- 2) суммарной удельной поверхности пор,
- 3) размера самих пор,
- 4) сочетания разного размера пор друг с другом,

- 5) объема пор, свободного от воздуха,
- 6) формы зерен, слагающих стенки пор,
- 7) химического и минералогического состава стенок пор,
- 8) толщины последних в случае тонкостенных пор,
- 9) температуры, вязкости и состава жидкости, проходящей через породу,

10) агрессии жидкости на породу.

В случае, когда в однотипных породах некоторые из вышеуказанных моментов приближаются друг к другу, то могут получиться более простые отношения. Так, в случае одинакового характера и размера пористости (что имеет место в группе доломитов, доломитизированных известняков и известняков с мелкой пористостью) значение коэффициента фильтрации в первом приближении можно связать с процентом пористости и связанным с ней значением объемного веса (табл. 4).

Т а б л и ц а 4
Зависимость коэффициента фильтрации от пористости
и объемного веса

Объемный вес в см ³	Пористость в %	Коэффициент фильтрации
2.00—2.20	25—16	$0.0 \cdot 10^{-4} - 0.0 \cdot 10^{-5}$
2.25—2.50	12—11	$0.0 \cdot 10^{-6}$
2.64—2.68	7—6	$0.0 \cdot 10^{-7}$

В агрессивных средах, содержащих NaCl, CaSO₄, Ca(OH)₂ и пр., согласно исследованиям, произведенным под руководством А. В. Николаева и П. Н. Палея, вынос CaO и MgO происходит крайне медленно, количество выносимых оснований незначительно и в опытах с CaSO₄, Ca(OH)₂ и даже с дистиллированной водой проявляется тенденция к ослаблению хода реакции с течением времени. При малом коэффициенте фильтрации все реакции взаимодействия с указанными агрессивными средами проходят медленнее и слабее, и вынос оснований все меньше, хотя состояния равновесия в пределах времени опыта не достигается. Это, повидимому, объясняется образованием защитных пленок. В результате их образования дальнейшее течение реакции может происходить только или на открывающихся свежих поверхностях, благодаря вступлению в фильтрации новой группы пор, или путем замедленной диффузии сквозь пленки на старых поверхностях. В некоторых случаях образование пленок (особенно CaSO₄) может повлиять на уменьшение диаметра пор, особенно микропор. Длительности срока реакции способствует то обстоятельство, что фильтрация, как было указано, не охватывает все поры сразу; в тех случаях, когда защитные пленки не образуются, реакция может быстрее достигнуть своего равновесия и при этом на меньшей глубине проникновения.

Характерно поведение карбонатов при фильтрации через них воды, насыщенной едкой известью. Определение количества CaO из насыщенного раствора Ca(OH)₂, после прохождения последнего через доломит, указывает на уменьшение его содержания против исходного в растворе. Сначала поглощение доломитом извести происходит интенсивнее, а затем порода, как бы насытившись, перестает ее удерживать и кривая круто падает, чтобы идти дальше параллельно абсциссе. Очевидно, здесь имеет место реакция между доломитом и едкой известью с образованием нерастворимой пленки гидрата окиси магния (Mg(OH)₂). Все же это не мешает тому, чтобы коэффициент фильтрации при длительных опытах увеличился.

При фильтрации воды, насыщенной гипсом, отмечается значительно большее увеличение содержания окиси кальция в фильтрате, чем магния, который переходит в раствор в весьма малых количествах. С течением времени тенденция к уменьшению выщелачивания проявляется все сильнее.

В отличие от поведения камня при взаимодействии с дистиллированной водой, при которой коэффициент фильтрации в процессе опыта увеличивается, в воде, содержащей гипс, коэффициент фильтрации уменьшается. Возможно, что здесь имеет место образование пленки, обволакивающей стенки пор. Эта пленка образуется в результате обменной реакции с доломитом, т. е. здесь имеет место раздоломичивание, которое, судя по количеству вынесенного в фильтрате магния, имеет весьма небольшие размеры.

Единственно серьезным и наиболее агрессивным компонентом в воде является уголекислота. При действии подобной воды защитной пленки не образуется. Чистые и слабо доломитизированные известняки подвергаются действию уголекислоты в 2—2.5 раза легче, чем доломитизированные. Из доломитов в первую очередь извлекается кальцитовый компонент. При совместном действии уголекислоты, гипса и соли агрессивность уголекислоты понижается. Если доломит или известняк находится в бетоне как заполнитель, то поступающие в камень растворы не будут содержать уголекислоты до полного вымывания или связывания едкой извести из цемента; в отсутствие уголекислоты вынос кальция и магния происходит крайне медленно и незначительно, и с течением времени проявляется тенденция к ослаблению реакции.

ВЫВОДЫ

1. Сопротивляемость карбонатных пород водной агрессии является сложной функцией целого ряда разнообразных факторов, которые определяются как свойствами самой породы, так и внешней средой.

2. Размер зерен, слагающих карбонатные породы, их химико-минералогический состав, сцепление отдельных зерен друг с другом, структура и текстура породы, наличие пор, характер, количество, размеры и форма их, а также величина поверхности, образуемой порами, определяют механические свойства камня и его водопоглощение.

Особенно благоприятное влияние на свойства камня оказывает наличие синдетической структуры.

3. Влага, поглощенная камнем, складывается из воды: гигроскопической, пленочной, углов пор и капиллярной. Соотношение отдельных видов воды и пористости породы определяют морозостойкость, размокаемость и коэффициент фильтрации камня.

4. Агрессивными свойствами по отношению к карбонатным породам обладает уголекислота. Наличие хлористого натрия, гипса, едкой извести ослабляет воздействие агрессивной среды, в особенности при малом коэффициенте фильтрации. Причиной служит образование защитных пленок. Образование последних может сказаться на уменьшении мелких пор. При фильтрации через доломит воды, насыщенной известью, сначала происходит интенсивное поглощение извести доломитом, затем кривая поглощения круто падает и выравнивается, при этом коэффициент фильтрации при длительных опытах увеличивается. При фильтрации через доломит воды, насыщенной гипсом, наблюдается тенденция к уменьшению как выщелачивания, так и коэффициента фильтрации.

При действии уголекислоты в первую очередь извлекается кальцитовый компонент. В отсутствие ее вынос кальция и магния происходит крайне медленно и незначительно с тенденцией к ослаблению реакции со временем.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. П. Беликов. Наблюдения над выветриванием мраморной облицовки Музея изобразительных искусств им. Пушкина в Москве	1
Д. С. Белянкин и В. В. Лапин. Некоторые особенности минерало- гии шлаков от выплавки высокотитанистого металла	8
Ю. А. Розанов, Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий. Пластиче- ская деформация карбонатных горных пород	14
Б. В. Залесский, В. Я. Степанов и К. П. Флоренский. Опыт изучения физических свойств известняков мячковского горизонта (Песковская группа месторождений)	24
И. П. Тимченко. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники цен- тральной и южной Карелии	53
И. И. Гинзбург и Б. В. Залесский. Исследование физических и химических свойств карбонатных пород	81

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР
 Редактор издательства Г. И. Носов. Технический редактор Е. Н. Симкина.
 Корректор Н. Н. Певцова

*

РИСО АН СССР № 4061.-Т-06438. Издат. № 2600. Тип. заказ 386. Подп. к печ. 26/IX 1950 г.
 Формат бум. 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 7.88 + 8 вклеек. Уч.-издат. 8,75. Тираж 1000.
 2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

Цена 7 руб.