

Томский Государственный Университет
им. В. В. Куйбышева

В. В. Хахлов

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАМОРФИЗМА
ДРЕВНИХ КАРБОНАТНЫХ И СИЛИКАТНЫХ ТОЛЩ
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель профессор-
доктор А. Я. Булытников



Томск
1957

651607

ВВЕДЕНИЕ

Одним из основных спорных вопросов стратиграфии северной оконечности Кузнецкого Алатау является раз-
личная оценка исследователями возраста метаморфических
толщ, немых в палеонтологическом отношении, и сопостав-
ление их с фаунистически охарактеризованным кембрием.

Некоторые авторы (Радугин, 1933; Казакевич и Ва-
сютинская, 1940) считали метаморфические толщи докем-
брийскими, другие - (Мухин, 1947; Кириллов, 1948)
отождествляли их с широко развитым в районе кембрием,
а их метаморфизованный облик объясняли воздействием
тел габбровой интрузии и влиянием крупных зон дробления.

Совершенно естественно, что наличие этих различных
мнений должно было отрицательно сказываться при решении
целого ряда вопросов, связанных с составлением геологи-
ческих карт, а в некоторых случаях могло осложнять и
проведение поисково-разведочных работ.

При разрешении этого спорного положения отступает
на второй план такой существенный метод стратиграфии,
как палеонтологический, так как вероятность сохранности
остатков организмов в таких породах как амфиболиты, мра-
моры и сланцы настолько мала, что им нельзя будет вос-
пользоваться для доказательства одновозрастности или
разновозрастности метаморфических и слабо измененных
кембрийских толщ района. Кроме того, при этом необходи-

мо учитывать плохую сохранность кембрийской фауны и ее редкое нахождение.

Методы геологического картирования также мало дают для решения этого вопроса. Их применение сильно ограничивается слабой обнаженностью района и отсутствием наблюдаемых контактов палеонтологически охарактеризованного кембрия с метаморфическими толщами.

Наиболее существенным методом, применение которого позволит разрешить это расхождение во взглядах относительно сопоставления метаморфических и кембрийских образований, является петрографический. Изучение петрографических особенностей древних метаморфических карбонатных и силикатных толщ района может иметь решающее значение при сопоставлении их с кембрийскими. Кроме того, петрографическое изучение дает возможность наиболее реально выяснить особенности метаморфизма пород и установить основные характеристики этого процесса, что также даст фактические данные, необходимые для разрешения поставленной задачи.

Хочется подчеркнуть, что целью диссертационной работы не является составление новой геологической карты, или введение каких либо конкретных поправок в имеющиеся карты Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинской (1940) и А.С.Кириллова (1948).

Изучение петрографии древних, довольно сильно измененных карбонатных и силикатных толщ в свете их сопоставления с фаунистически охарактеризованным кембрием и расшифровка особенностей метаморфизма мраморов,

амфиболитов и сланцев - вот основная задача работы, позволяющая более глубоко вникнуть в отдельные детали геологии и стратиграфии северной оконечности Кузнецкого Алатау.

Несомненно, что разрешение поставленной задачи может иметь практический интерес и для других, более южных районов этого региона, где также широким развитием пользуются метаморфические породы.

Изучение карбонатных пород района с точки зрения их промышленного использования заслуживает внимания и заставляет уделить этому место в диссертационной работе. Это, прежде всего, обуславливается тем, что изученный северный выступ Кузнецкого Алатау, расположенный в непосредственной близости от железной дороги, содержит крупные по запасам и высокие по качеству месторождения карбонатного сырья.

К ним относятся Ново-Московское и Мальцевское месторождения, которые, по существу, являются единственными на территории Анжеро-Судженского административного района и могут сыграть большую роль в строительстве и промышленном росте г. Анжеро-Судженска и других населенных пунктов.

В настоящий момент, во время резкого расширения строительства в городах, рабочих поселках и колхозах, назрела необходимость уделять больше внимания крупным перспективным месторождениям строительных материалов. Возможность организации в этом случае высоко механизированных горнодобывающих предприятий может значительно уменьшить стоимость сырья и окупить все расходы, связанные с неко-

торой удаленностью месторождений от основных потребителей.

Изученная территория административно располагается в пределах Анжеро-Судженского и, частично, Ижморского районов Кемеровской области. Главное внимание при исследованиях было уделено полосе древних метаморфических и кембрийских осадочно-эффузивных образований, тяготеющих к нижнему течению р. Золотого Китата, правого притока р. Яи.

В 1953 году автор, работая старшим геологом Западно-Сибирского отделения Геолого-Разведочного Треста МПС РСФСР, принимал участие в геолого-разведочных работах, проводившихся на Выдринском месторождении известняков и бутового камня. В это время ему впервые представилась возможность ознакомиться с особенностями геологии и метаморфизма яйского метаморфического комплекса.

В 1955 году, в течение летнего полевого сезона, автор, уже будучи аспирантом Томского государственного университета, проводил поисковые и разведочные работы на территории Анжеро-Судженского района с целью оценки изученной площади в отношении наличия месторождений известняка. В течение этого времени был собран основной материал, необходимый для выполнения диссертационной темы.

Летом 1956 года было проведено еще более тщательное изучение обнажений метаморфических пород, позволившее более отчетливо подойти к решению отдельных вопросов геологии района.

Во время обработки собранного материала петрографический состав пород изучался под микроскопом (200 шлифов),

причем для характеристики главных минералов были использованы точные методы исследований.

Федоровский метод, в основном, был использован при определении оптических констант пироксенов и амфиболов, а в единичных случаях и для плагиоклазов.

Определение состава плагиоклазов в силикатных метаморфических породах обычно проводилось иммерсионным методом с одновременными замерами углов угасания в симметричной зоне и определением знака минерала.

Двупреломление минералов характеризовалось при помощи таблицы Мишель-Леви и только в единичных случаях (там, где толщина шлифа определялась по плагиоклазу) применялся компенсатор Берекса.

Иммерсионный метод был использован для определения показателей преломления главных минералов и, кроме того, при помощи его была сделана попытка изучения минералогического состава фракции У_{0,01} нерастворимого остатка известняков кембрия и графитистых мраморов. Это исследование было сделано для ряда образцов и не дало каких-либо иных результатов по сравнению с итогами, полученными при описании шлифов карбонатных пород. Это послужило основанием для исключения из настоящей работы результатов изучения нерастворимого остатка.

Химические анализы карбонатных пород (в количестве 34) частично были заимствованы из отчёта М.А.Мартынова (1945), а большая их часть была проведена в лаборатории кафедры технологии силикатов Томского политехнического института.

Спектральные анализы были выполнены в спектральной лаборатории кафедры минералогии Томского государственного университета, а химические анализы силикатных пород - в химлаборатории Томской комплексной экспедиции ЗСГУ.

Во время написания диссертационной работы автор ~~интервью~~ пользовался консультациями проф. А.Я.Булыжникова и других сотрудников кафедры петрографии Томского университета, за что выражает им свою глубокую благодарность.

ГЛАВА I

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДРЕВНИХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ОКОНЕЧНО- СТИ И ПРИЛЕЖАЮЩИХ РАЙОНОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Начало исследований северной части Кузнецкого Алатау относится ко второй половине прошлого века, когда развитие золотой промышленности и намечающаяся постройка Сибирской железной дороги вызвали значительное расширение деятельности существовавшего в то время Геологического Комитета. Совершенно очевидно, что стоящие перед исследователями задачи заставляли их уделять особое внимание вопросам геологии древних толщ, с которыми связывалась золотоносность, и площадям предполагаемой постройки железной дороги.

Первым исследователем северной части Кузнецкого Алатау был А.М.Зайцев (1893, 1910), который, проводя в 1892-95 гг. геологическое изучение областей рр. Яи и Кии, отмечал полную неизученность бассейнов этих рек вне пределов Кийской золотоносной области.

В своем отчете за 1892 год этот автор (1893) выделял среди наиболее древних образований района различные "массивные магматические", "слоистые кристаллические" (мраморовидные известняки, глинисто-кремнистые, глинисто-слюдистые, хлорито-слюдяные и хлоритовые сланцы) и девонские породы, не решая вопрос о возрасте выделенных им двух первых групп.

В 1910 году, суммируя все свои полевые исследования 1892-95 гг., А.М.Зайцев, при составлении геологической карты^и в тексте своей работы (1910), кроме отложений девона выделяет более древние "порфириды, диабазы, габбро, диориты и динамометаморфизованные породы этой группы" и "известняки". При описании последних автор отмечал наличие в них большого количества магматических образований и переслаивание со сланцеватыми динамометаморфизованными породами. На геологической карте А.М.Зайцева площадь всей северной оконечности Кузнецкого Алатау слагается "порфиридами, диабазами, габбро, диоритами и динамометаморфизованными породами этой группы", а "известняки" и осадки девона показаны в виде редких небольших пятен.

В 1896-97 гг. А.А.Краснопольский (1898), проводя геологические исследования и поиски каменного угля в Мариинском и Томском округах, по иному представляет себе геологию северной части Кузнецкого Алатау. Все метаморфические породы нижнего течения р. Золотого Кита он считает аналогами нижнедевонских отложений, выделенных им по р. Яе, и на геологической карте всю северную часть Кузнецкого Алатау показывает сложной образованиями нижнего девона.

Исследования А.М.Зайцева и А.А.Краснопольского сейчас имеют скорее всего исторический интерес, но одновременно с этим их фактический материал и их разноречивые результаты, еще в то время позволяющие судить о весьма сложном строении Кузнецкого Алатау, не потеряли своего значения и в настоящее время.

После проведения Сибирской железной дороги наблюдается значительный перерыв в проведении геологических работ на площади северной оконечности Кузнецкого Алатау, продолжавшийся до второй половины двадцатых годов. Однако в это время продолжалось систематическое изучение других частей Алатау, результаты которого в значительной мере сказались на всех последующих воззрениях на геологию интересующего нас района.

Не останавливаясь подробно на этом периоде времени, необходимо отметить, что в эти годы, благодаря исследованиям А.Н.Чуракова, А.Г.Вологодина, Я.С.Эдельштейна, Д.В.Никитина и других авторов возник весьма длительный спор по вопросу о докембрийском и кембрийском возрасте древних осадочных и метаморфических толщ и о их относительном площадном развитии в Кузнецком Алатау.

Одна группа исследователей, наиболее ярким представителем которой был А.Н.Чураков, считала, что, в основном, подавляющая площадь Кузнецкого Алатау складывается сложнодислоцированным протерозоем, над которым в виде отдельных пятен несогласно лежат фаунистически охарактеризованные осадки кембрия. Основатель этого направления А.Н.Чураков выделил среди этих протерозойских отложений две свиты - енисейскую и кутень-булукскую и проводил во всех своих работах эту точку зрения (1916, 1927, 1931, 1932¹, 1932², 1932³, 1935, 1939).

Другая группа авторов, во главе с А.Г.Вологдиным и Я.С.Эдельштейном, считала, что участие протерозойских образований в геологическом строении Кузнецкого Алатау

является недоказанным, а если и возможным то весьма незначительным, причем наличие докембрийских отложений, по мнению этих исследователей, можно было ожидать только в низах енисейской свиты (Эдельштейн, 1931, 1932). Рассуждения А.Н.Чуракова об отдельных пятных фаунистически охарактеризованного кембрия среди протерозоя опровергались мнением о наличии рифовых кембрийских фаций среди немых отложений того же возраста (Вологдин, 1929, 1947).

Совершенно ясно, что в результате наличия этого спорного вопроса, перед каждым исследователем, занимающимся геологией Любо-во района Кузнецкого Алатау, обязательно вставала задача - оценить свой район с точки зрения наличия или отсутствия докембрийских образований, причем это чаще всего решалось путем петрографо-стратиграфических сопоставлений пород района с разрезами уже изученных площадей Саяно-Алтайской области. Однако, к сожалению, возраст древних толщ последних понимался различными авторами по-разному, поэтому результаты таких сопоставлений часто определялись принадлежностью автора к лагерю "докембристов" или их противников. Кроме того, в некоторых случаях сравнение древних толщ довольно отдаленных районов проводилось явно на неравноценных показателях. В качестве примера этого можно привести решение вопроса возраста "известняково-кварцитовая формация" хребта Арга, которая была отнесена А.А.Васильевым (1928) к докембрию (под вопросом) главным образом на основании наличия кварцитов вторичного происхождения, возникших за счет окремнения известняков. Это доказывал

А.А.Васильев, хотя А.Н.Чураков (1916), со свитами которого проводилось сопоставление, считал, что для докембрийских известняков, наряду с развитием вторичных кварцитов, главным признаком является присутствие слоев кремнистых сланцев первичного происхождения.

В конце двадцатых годов начинается период более детального изучения геологии Кузнецкого Алатау, период интенсивного проведения поисковых, разведочных и съемочных работ.

К этому времени относятся работы М.А.Усова (1927), Д.В.Никитина (1927, 1928), А.М.Кузьмина (1928), А.Я. Булыникова (1928), Е.А.Гуковского (1932), Е.И.Гореванова (1934) и других авторов.

В начале тридцатых годов П.С.Краснопеева начинает заниматься изучением альгонских флор, продолжая это до настоящего времени, и публикует целый ряд статей, имеющих большое значение для правильного расчленения и сопоставления древних толщ (1933, 1939¹, 1940², 1948).

Первым исследователем, довольно детально занимавшимся геологией северной оконечности Кузнецкого Алатау, был К.В.Радугин (1929, 1933), который проводя геологосъемочные работы в 1928-29 годах, выделил среди наиболее древних образований эозойские толщи, представленные мраморами, глинистыми и известково-глинистыми сланцами, порфиритами, гнейсами, роговиками и различными кристаллическими сланцами. При описании их этот исследователь отмечал, что они по своему облику весьма сильно напоминают кутень-булукскую и енисейскую свиты А.Н.Чуракова

и относил эти породы условно к докембрию.

Интрузию габбро, пользующуюся распространением в нижнем течении р. Золотой Китат, он относил также к протерозою, подчеркивая постепенный переход её с кристаллическими сланцами реки Золотой Китат.

К.В.Радугин указал также на широкое развитие дизъюнктивов, значительно усложняющих возможность расшифровки взаимоотношения выделенных эозойских пород, а возникновение складчатости северо-западного простирания отнес к каледонскому времени, не отрицая возможного проявления более древней северо-восточной складчатости, установленной А.Н.Чураковым (1927, 1932¹) для других районов Кузнецкого Алатау.

Кроме того, К.В. Радугин (1933) впервые для северной оконечности Кузнецкого Алатау были выделены фаунистически охарактеризованные среднекембрийские отложения, весьма широко развитые по р. Золотому Китату, выше д. Мальцево.

В 1932 году выходит в свет работа А.Н.Чуракова, освещающая впервые наиболее подробно основные вопросы геологии и истории развития всего Кузнецкого Алатау, в которой автор дает характеристику выделенных им енисейской и кутень-булукской свит протерозоя, останавливаясь на взаимоотношении отложений этого возраста с лежащими выше осадками кембрия.

Весь Кузнецкий Алатау, кроме юго-западной и южной его частей, по мнению А.Н.Чуракова (1932¹), во время нижнего кембрия был сушей, так как осадков этого возраста, охарактеризованных палеонтологически, в то время

этому автору известно не было.

На прилагаемой к работе геологической карте м-ба 1 : 1 000 000 северная оконечность Кузнецкого Алатау показана была сложенной кутень-булукской свитой и отложениями среднего кембрия, что было сделано в результате использования материалов К.В.Радугина.

Необходимо отметить, что несмотря на большое значение этой работы, стратиграфическое расчленение протерозоя на две, относительно простых по составу свиты было чрезмерно упрощенным и не отвечало всей сложности геологии Кузнецкого Алатау. В результате этого, очень часто, при дальнейшем проведении детальных работ невозможно было уместить в рамки стратиграфической схемы А.Н.Чурарова свиты докембрия, выделяемые другими авторами.

В это же время, по материалам полевых работ 1927 года, Л.М.Шорохов (1932) публикует короткое сообщение о результатах поисково-разведочных работ на строительные материалы в полосе вдоль железной дороги от ст. Судженской до ст. Ижморской, в пределах 2-5 км от железнодорожной линии. Каких-либо новых геологических данных, касающихся вопросов геологии северной оконечности Кузнецкого Алатау, этот автор не приводит, ограничиваясь кратким изложением известных материалов. Однако Л.М.Шороховым впервые дается описание и предварительная оценка Николаевского, Мальцевского, Выдринского, Лебедянского и Надеждинского месторождений известняков, Антоновского и Кайгатского месторождений микрокварцитов и Чиндатского месторождения кварцевых песков.

В 1933 году Г.П. Болгов и А.Г.Сивов публикуют новые данные по стратиграфии древнего палеозоя Мрасского района юго-западного склона Кузнецкого Алатау, где отрицают руководящее значение кремнистых сланцев при отнесении немых толщ битуминозных известняков к докембрию и приводят фактический материал о наличии слоев черных кварцитов осадочного происхождения в отложениях фаунистически подтвержденного кембрия. Наиболее древними отложениями района, по данным этих исследователей, являются кембрийские осадочно-эффузивно-туфогенные образования; причём если оценивать их с точки зрения степени метаморфизма, то по материалам Г.П.Болгова и А.Г.Сивова типичных кристаллических сланцев среди них встречено не было.

В этом же году Ю.А.Кузнецов сообщает свои взгляды на стратиграфию палеозоя Горной Шории, возникшие при изучении площади, расположенной западнее территории работ Г.П.Болгова и А.Г.Сивова. Каких либо достоверных признаков наличия докембрия в исследованном районе этот автор не обнаружил и пришел к выводу об отсутствии здесь пород протерозоя, выделяя только среднекембрийское (а возможно и нижнекембрийские) толщи.

П.С.Краснопеева в 1934 году освещает геологию Кельбесского золотоносного района, расположенного на непосредственном продолжении структуры северной оконечности Кузнецкого Алатау, и приходит к заключению о наличии там протерозоя. К образованиям этого возраста она относит толщу кристаллических известняков с графитом и битуминозных известняков, толщу кремнистых сланцев, кварцитов и глинистых сланцев, толщу амфиболитов, зеленых

сланцев и диабазов, интрузию габбро-диоритов и диоритов.

П.С.Краснопеева (1934) обращает внимание на тот факт, что интенсивная графитизация мраморов не может быть объяснена только контактовым воздействием диоритов, так как она сохраняется и вдали от непосредственного контакта.

Среди отложений кембрия этот автор выделяет плотные, иногда мелкокристаллические, темносерые, розоватые известняки с фауной археоциат и водорослей, которые она относит к среднему или к нижнему кембрию.

В 1936 году М.А.Усов в работе о фазах и циклах тектогенеза Западно-Сибирского края при описании формаций протерозоя указывает на широкое развитие в них кремнеения. По мнению этого исследователя, кремнистые породы протерозоя не имеют осадочного происхождения и не являются стратиграфическим критерием при расчленении докембрийских толщ. Возникновение тел кремнистого состава связывается с метасоматическим замещением не только карбонатных, но и алюмосиликатных пород. В доказательство этому М.А.Усов приводит результаты разведочных работ на Антоновском месторождении микрокварцитов, где они не образуют сплошного горизонта, а залегают в виде жил, гнезд, штоков и других неправильных тел в сильно каолинизированной алюмосиликатной породе.

В это же время К.В.Радугин (1936, 1937) детально рассматривает вопрос о наличии докембрийских образований в Горной Шории, приводит палеонтологические, стратиграфические и тектонические данные, подтверждающие раз-

витие протерозоя в этом районе. Материалы этого автора, расчленившего докембрий Горной Шории на большое число различных по петрографическому облику толщ и подтверждающие наличие несогласного залегания кембрия на протерозое, весьма убедительно доказывают правильность основных его выводов.

В 1936 году А.Р.Ананьев и Д.В.Васильев (1936, 1939), принимая участие во втором комсомольском геопоходе, организованном Кемеровским Горкомом ВЛКСМ и Управлением Кемеровокомбинатстроя, проводят поисковые работы по р. Золотому Китату от его верховьев до пос. Черное Озеро. Эти авторы присоединяются к основным выводам К.В.Радугина, А.Н.Чуракова и П.С.Краснопеевой относительно наличия в этой части Кузнецкого Алатау докембрийских отложений, однако полного геологического представления об изученном районе не приводят, в связи с кратковременностью полевой работы.

А.А.Зенкова и Ю.П.Казакевич в 1938 году проводят геолого-съёмочные работы в районе рр. Кожухов и Осиповки, и выделяют, (на основании более высокой степени метаморфизма и дислоцированности по сравнению с кембрием) докембрийские толщи (1939). К образованиям этого возраста они относят: 1/ формацию кристаллических сланцев, 2/ интрузию гранитогнейсов, 3/ альзосскую формацию сланцев, мраморов и порфиритов, 4/ эффузивы р. Поперечной, 5/ карбонатную метаморфическую формацию и 6/ интрузию габбро.

В.К.Монич в это же время отмечает широкое развитие протерозойских и, возможно, архейских образований в районе

Берикульского рудника и в районе Мрасских порогов Горной Шории (1937, 1938).

В 1939 году В.А.Обручев указывает на отсутствие архейских образований в Кузнецком Алатау, но считает, что протерозойские породы пользуются в этом горном сооружении широким развитием (1939).

В этом же году К.В.Радугин при описании докембрия Горной Шории отмечает большое значение палеонтологического метода при выделении протерозойских толщ и выделяет архейские (?) нижне-, средне- и верхнепротерозойские отложения. Две последние группы он разделяет на сибирскую и альгонскую системы, расчленяя их, в свою очередь, на целый ряд формаций (1939³).

Оценивая значение процессов окремнения и отмечая их присутствие в отложениях кембрия и силура, К.В.Радугин считает, что они наиболее сильно проявляются в докембрийских породах.

Одним из существенных доказательств наличия докембрия в Горной Шории этот автор принимает несогласное ^сзалежание нижнего кембрия на протерозое, причем отмечает, что нижнекембрийские отложения содержат археоциаты характерные для этого времени.

В 1940 году А.П.Шмидт, по материалам полевых работ 1937-1938 года, проведенных в центральной части Кузнецкого Алатау и на его восточном склоне, публикует новые данные по геологии этого горного сооружения. Им выделяются архейские или древнепротерозойский (?) и более молодые протерозойские толщи, среди которых развиты крупнокристаллические мраморы с графитом, амфиболиты, различ-



ные кристаллические сланцы, известняки, доломиты, а также эффузивные и интрузивные породы.

В 1938 году В.А.Кузнецов занимается геолого-съёмочными и поисковыми работами в Тайдон-Терсинском районе Кузнецкого Алатау. При этом он, анализируя характер тектоники пород района, интенсивность метаморфизма их, и сравнивая это с фаунистически охарактеризованными осадками кембрия, приходит к выводу о наличии докембрийских образований и даже о возможном присутствии в районе нижнепротерозойских или архейских пород (1940).

К нижнему протерозою и к архею (?) В.А.Кузнецов относит гранатово-ставролитовые гнейсы; цоизитово-тремолитово-слюдяно-альбитовые сланцы; амфиболитовые сланцы и амфиболиты; хлоритово-серицитовые кварцитовые сланцы с гранатом; слюдистые и графитовые кварциты, мраморы и амфиболовые сланцы; мраморы и хлоритово-амфиболовые сланцы.

К верхнему протерозою по мнению этого автора принадлежат серые, иногда почти черные известняки с постоянной степенью мраморизации, слагающие значительную полосу СЗ простирания и обнажающуюся по рр. Большой и Малый Пезас, Саанзас, Баянзас и Тайдрн. В составе карбонатной толщи верхнего протерозоя встречаются в подчиненном количестве кремнистые и углистые сланцы, а также амфиболово-хлоритовые и амфиболо-цоизитовые сланцы, возникшие за счёт амфиболизации дайковых или эффузивных пород основного состава. По степени метаморфизма эта толща значительно отличается от более древних пород района, а от кембрийских, по мнению В.А.Кузнецова, она отделяется

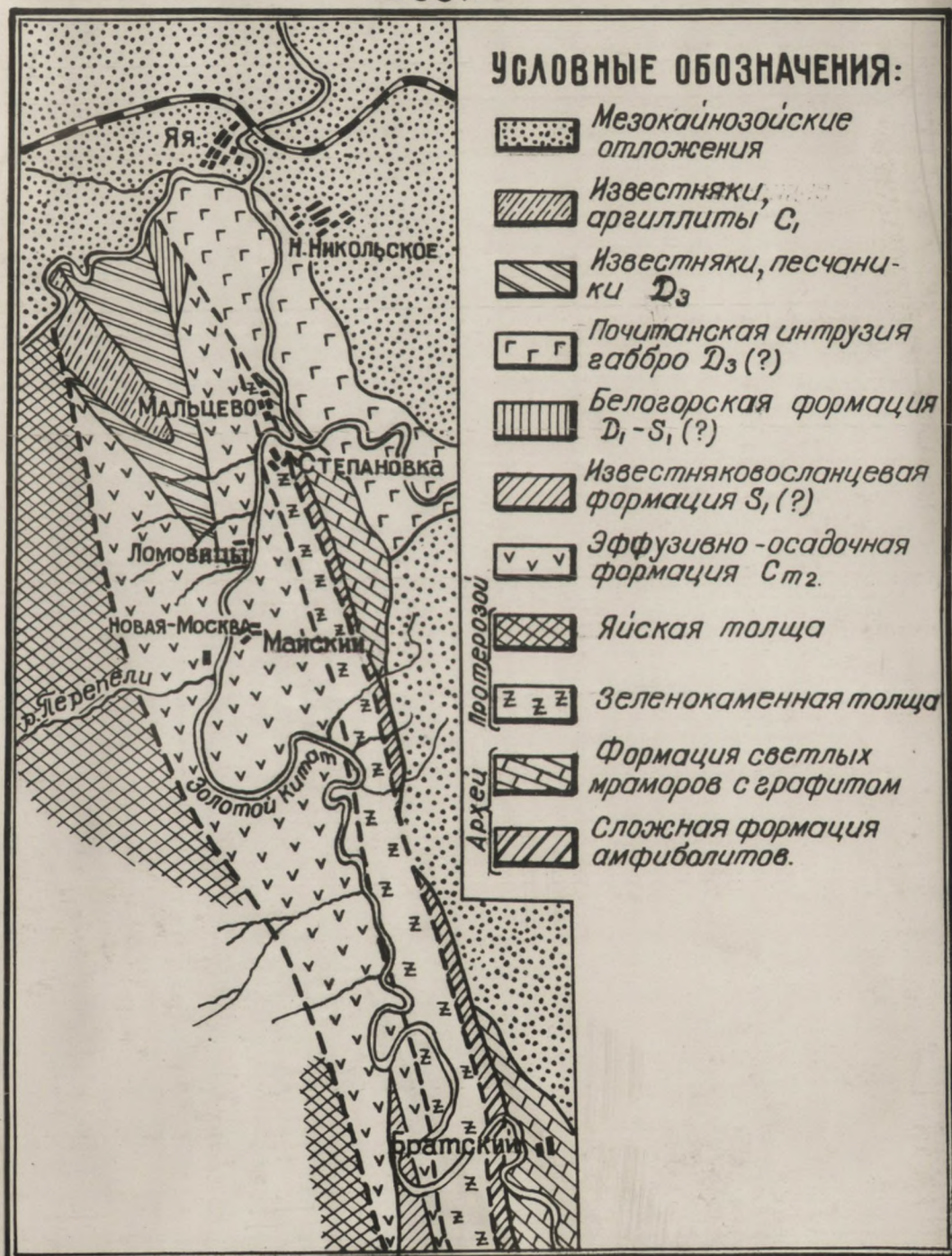
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Нижнего течения р. Золотого Китата

(Выкопировка из карты Т.Ф. Васютинской и Ю.П. Казакевич)

М-б 1:200 000.

1939 г.



несогласным залеганием последних. Кроме того, эти известняки В.А.Кузнецов считает непосредственным продолжением карбонатной метаморфической формации, выделенной А.А.Зенковой и Ю.П.Казакевич в бассейне р. Кожух, в которой были обнаружены водоросли подобные органическим остаткам нижнего горизонта известковой толщи Саралы, найденным совместно с различными видами *Newlandia Walcott* (Зенкова и Казакевич, 1939).

Описывая кембрийские эффузивно-осадочные толщи, В.А.Кузнецов (1940) отмечает широкое развитие массивных, неслоистых, археоциатовых известняков, диабазов, порфиров и своеобразных грубообломочных брекчий и туфоконгломератов. В результате сбора обильной фауны и последующего определения ее П.С. Краснопеевой, возраст известняков считается как нижний или средний кембрий.

В 1939 году Ю.П. Казакевич и Т.Ф. Васютинская (1940) проводят геолого-съёмочные работы в северо-западной оконечности Кузнецкого Алатау и прилегающей части Чулым-Енисейской впадины. Эти авторы приходят к выводу о наличии докембрийских отложений и выделяют архейские или нижнепротерозойские (?), протерозойские и среднекембрийские толщи (фиг. 1).

К наиболее древним образованиям, вероятно верхне-архейского (или нижнепротерозойского) возраста, авторы относят амфиболиты и белые мраморы с графитом, отмечая их широкое развитие в районе с. Мальцево. Метаморфизм этих толщ расценивается как региональный, не зависящий от присутствия в них мелких тел амфиболового габбро.

Среди протерозойских отложений выделяются ими:

а/ сложная заленокаменная толща, б/ яйская формация и в/ формация углеродистых известняков.

К среднекембрийским образованиям Ю.П.Казакевич и Т.Ф. Васютинская относят эффузивы, туфы и туфоконгломераты, песчаники, сланцы и известняки, встречающиеся по р. Золотому Китату южнее д. Мальцево.

Эти же авторы высказываются за наличие нескольких интрузий основного состава и выделяют среди них протерозойские и верхнепалеозойские.

В 1941 году Ю.П.Казакевич и А.А.Люберцев публикуют статью о мраморах Анжеро-Судженского района, приводят геологическую карту и дают описание Белокаменского. Ново-Московского и Леоновского месторождений мрамора.

В 1940 году Д.В. Никитин, по материалам полевых работ 1918-1928 годов, описывает геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Этим автором отрицается наличие докембрийских отложений в этой части Алатау и наиболее древними считаются нижне- и среднекембрийские образования. Необходимо отметить, что Д.В.Никитин при освещении основных особенностей метаморфизма горных пород говорит об относительно слабом общем метаморфизме их, не выходящем из пределов эпи- и мезозоны Грубенмана, и о слабом проявлении контактового метаморфизма (Никитин, 1940, стр.63). В результате остается необъяснимым факт совместного присутствия нормальных осадков кембрия и различных кристаллических сланцев, возраст которых этим автором считался также кембрийским.



Фиг.2. Выкопировка из геологической карты

А.С.Кириллова.Лист 0-45-XXXIII,м-б 1:200 000,
1947 год.

В 1942-43 г. М.А.Мартынов (1945) проводил поисковые и разведочные работы на стекольные известняки и доломиты для Анжеро-Судженского стеклозавода. Изучению подвергалась площадь нижнего течения р. Золотого Китата и прилегающая часть долины р. Яи.

М.А.Мартынов не сообщает каких-либо новых взглядов на геологию района, однако в отчёте его имеется большое количество химических анализов известняков Выдринского месторождения, что позволяет говорить о наличии процессов доломитизации и окремнения этих пород. Кроме того, этот автор считает, что кремнистые образования района месторождения имеют вторичное происхождение и образовались в результате метасоматического замещения известняков.

В 1944-46 годах в районе нижнего течения р. Золотой Китат работает А.С.Мухин (1947), который дает новую схему взаимоотношения древних толщ и отрицает наличие докембрия. Этим автором выделяются: а/ яйская толща (нижний кембрий, возможно снизу протерозой), б/ золотокитатская среднекембрийская толща, в/ золотокитатская метаморфическая толща и г/ алчедатские среднекембрийские и почитанские метаморфические сланцы.

Отнесение яйской толщи к нижнему кембрию проводилось А.С.Мухиным только на основании того, что документов перерыва между ней и среднекембрийскими отложениями нигде не было установлено, а материалы К.В.Радугина и Ю.П.Казакевич (как это считает А.С.Мухин) свидетельствуют о постепенном переходе между яйской и среднекембрийской толщами.

Все метаморфические породы района А.С.Мухин считает образованиями нижнего или среднего кембрия, видоизмененными в результате контактового и дислокационного метаморфизма. Однако этот вывод делается без достаточного обоснования и не подтверждается характером фактического материала отчёта.

При описании интрузивных пород района А.С.Мухин отмечает только одну интрузию габбро каледонского возраста и обнажение гранита у с. Ижморского.

В 1946-47 годах А.С.Кириллов (1948) проводил геологическую съемку листа О.45-XXXIII (фиг.2) и в объяснительной записке к карте, так же как и А.С.Мухин, высказался за отсутствие докембрия в районе северной оконечности Кузнецкого Алатау.

Этим автором выделяются среди древних образований района следующие группы: а/ яйский метаморфический комплекс ($Ptz-Sm_1$), б/ толща графитистых мраморов ($Sm_1 - Sm_2$), в/ зеленокаменная толща ($Sm_1 - Sm_2$) и г/ золотокиятатский осадочно-эффузивный комплекс ($Sm_1 - Sm_2$).

А.С.Кирилловым, так же как и А.С.Мухиным, не объясняется достаточно ясно и не подтверждается фактическим материалом отнесение метаморфических пород, развитых по Золотому Китату, к ~~к~~ кембрию, причем эти два автора в своих отчётах, так же как в свое время и Д.В. Никитин (1940), не останавливаются на причинах наличия в разновозрастных толщах как сильно метаморфизованных, так и нормальных пород.

В 1947 году А.Г.Вологдин в статье, посвященной вопросам стратиграфии восточного склона Кузнецкого Алатау, детально анализирует все имеющиеся данные о наличии или отсутствии докембрийских отложений в этом районе и приходит к выводу о преобладающем развитии кембрийских отложений. Он не отрицает возможное присутствие докембрия в низах осадков кембрия и отмечает фациальную изменчивость отложений среднего кембрия от песчанистых до существенно карбонатных.

В 1948 году А.Л.Додин опубликовал результаты изучения геологии и полезных ископаемых центральной части Кузнецкого Алатау, где выделил архейские (?), протерозойские и нижнекембрийские отложения.

В это же время К.В.Радугин (1948) подвел итоги изучения древнего кембрия и докембрия Западной Сибири, охарактеризовал методы изучения древних толщ и поставил целый ряд конкретных задач перед исследователями.

К выводам о наличии докембрийских отложений приходит и А.Р.Ананьев (1948), который занимаясь геологией Берикульского и Кундакского районов Кузнецкого Алатау выделяет протерозойские карбонатную и углеродисто-глинисто-сланцевую толщ.

Кроме того, А.Р.Ананьевым (1948) в этих же районах выделяются археоциатовые известняки нижнего и среднего кембрия.

В 1953-54 годах партией Западно-Сибирского отделения "Геолстройтреста" проводились разведочные работы на

Выдринском месторождении известняков (Терентьева, 1955), в результате которых было установлено быстрое выклинивание известняков, наблюдаемых в обнажении у д.Выдринка, что объяснялось широким развитием дизъюнктивов.

В 1955 году автором проводились поиски и предварительная разведка месторождений карбонатного сырья в Анжеро-Судженском районе (Хахлов, 1956), в результате чего было проведено определение химического состава карбонатных толщ района, а изучение геологии и постановка разведочных работ позволили более правильно оценить перспективность изученной площади в отношении обеспеченности карбонатными строительными материалами.

Подводя итог результатам геологического изучения древних толщ северной оконечности Кузнецкого Алатау необходимо отметить, что этот вопрос в настоящее время все еще требует своего разрешения, и, как ни странно, результаты последних исследований А.С.Кириллова (1947) и А.С.Мухина (1948) ни в какой степени не увязываются с материалами большинства предыдущих авторов.

Отметим мнение К.В.Радугина (1939), который считал, что вопрос о наличии кембрия или докембрия в Кузнецком Алатау ушел в область истории, но отмечал большие затруднения при выделении этих отложений в отдельных районах. Последнее, по нашему мнению, имеет прямое отношение и к северной оконечности Кузнецкого Алатау, где до настоящего времени остается неясным возраст метаморфических толщ и их сопоставление с фаунистически охарактеризованным кембрием.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЛОЖНО ДИСЛОЦИРОВАННОЙ ПОЛОСЫ ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТОГЕННЫХ ТОЛЩ, РАЗВИТЫХ НА ПЛОЩАДИ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р.ЗОЛОТОЙ КИТАТ

Вопросами геологии сложно дислоцированной полосы, развитой в целом ряде обнажений по рекам Золотому Китау, Яе и их притокам, занимались наиболее детально К.В.Радугин (1933), Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская (1940), А.С.Мухин (1947) и А.С.Кириллов (1948). Этими исследователями, в основном, и были намечены главные черты строения древнейших образований северной оконечности Кузнецкого Алатау, причём большое внимание было уделено выяснению возрастного положения отдельных, выделяемых ими толщ, их взаимоотношению друг с другом, характеру и причинам их метаморфизма.

Однако результаты работ и, особенно, оценка исследователями типа метаморфизма некоторых древних толщ, а как следствие этого и решение вопроса из возраста, носили иногда совершенно противоположный характер. Одна группа авторов (Радугин, Казакевич, и Васютинская) отстаивала протерозойский и даже архейский возраст метаморфических пород. Другая же (Мухин, Кириллов) утверждала присутствие только контактового и дислокационного метаморфизма, имеющего тесную связь с встречающимися телами основной интрузии и с тектоническими зонами.

Отсюда возраст древних метаморфических толщ считался нижнепалеозойским, а различные метаморфические сланцы и кристаллические известняки с графитом отождествлялись по возрасту с нормальными, мало измененными осадочными и эффузивными породами среднего кембрия, развитыми поблизости от метаморфических образований.

Существование этих двух основных точек зрения на характер метаморфизма и возраст метаморфических толщ северной части Кузнецкого Алатау отрицательно сказывается на решении целого ряда вопросов, возникающих при ведении геологической съемки и поисково-разведочных работ. Это вызывает необходимость детально проанализировать причины их возникновения и наметить пути к однозначному решению возникшей проблемы. Следует отметить, что это в какой-то мере будет иметь отношение и к другим районам Кузнецкого Алатау, где в целом ряде случаев различные исследователи по-разному оценивают ~~характер~~ и характер метаморфизма ^{и возраст} древних метаморфических толщ.

Таким образом, назначением настоящей главы является не только характеристика геологического строения сложно дислоцированной полосы северной оконечности Кузнецкого Алатау, но и анализ причин всех тех расхождений, которые привели к принципиально иному освещению деталей геологического строения района различными авторами. С этой целью описание геологии древних метаморфических, осадочных и магматогенных толщ района будет ^{дано} согласно стратиграфической схемы А.С.Кириллова (1948), занимавшегося геологической съемкой масштаба 1:200 000.

Одновременно с этим будут даны взгляды и других авторов, что позволит более последовательно и отчетливо представить основные пробелы изучения стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники района.

Среди наиболее древних образований северной оконечности Кузнецкого Алатау А.С.Кирилловым выделяются:

1. Яйский метаморфический комплекс ($Ptz-Cm_1$).
2. Толща графитистых мраморов ($Cm_1 - Cm_2$).
3. Зеленокаменная толща ($Cm_1 - Cm_2$).
4. Золотокитатский осадочно-эффузивный комплекс ($Cm_1 - Cm_2$).
5. Интрузия габбро (каледонского возраста).

1. Яйский метаморфический комплекс ($Ptz-Cm_1$)

Представлен наиболее отчетливо в районе Антоновского рудника и деревни Выдринка. Большую роль в строении комплекса (по А.С.Кириллову) играют темно-и светлосерые, филлитизированные сланцы и темносерые, иногда почти белые силицилиты. Встречаются также битуминозные известняки, основные и кислые эффузивы, туфопесчаники и редко конгломераты.

Впервые яйский метаморфический комплекс был выделен К.В.Радугиным (1933) под названием яйской толщи, которую он относил к эозою, а по литологическому облику сравнивал с кутень-булукской и енисейской свитами А.Н.Чуракова. Главнейшими компонентами толщи К.В.Радугин считал темные тонкозернистые мраморы с глинистыми и известково-глинистыми сланцами, серые и черные сили-

цилиты (микрокварциты), а также основные эффузивы с соответствующими туфогенными образованиями. При описании мраморов К.В. Радугин отмечал, что они "едва ли образуют где-либо очень мощные толщи и в этом их отличие от известняков (мраморов) енисейской свиты" и объяснял это фаціальными изменениями, выражающимися в том, что в этом районе отложение карбонатного материала сменилось накоплением глинистых и песчанистых образований.

Рассматривая вопрос о происхождении силицилитов, он считал их, в основном, метасоматическими образованиями, что было в дальнейшем подтверждено для этого района М.А. Усовым (1936).

Довольно детально этот процесс был изучен М.А. Мартыновым (1945), который, в результате геолого-разведочных работ, проведенных на Выдринском месторождении известняков, привел в отчёте убедительные микропетрографические и химические данные, подтверждающие широкое развитие процесса окремнения известняков месторождения. Этот вывод приобретает особенно важное значение если учесть, что прослой силицилитов в темных битуминозных известняках многими авторами считались за несомненное доказательство принадлежности описываемых пород к докембрию. При этом, в некоторых случаях, исследователи проходили мимо того факта, что прослой силицилитов, характерные по А.Н. Чуракову (1932¹) для известняков енисейской свиты, считались им первичными, сингенетичными накоплению карбонатного ила, а не метасоматическими образованиями. Поэтому становится совершенно ясно, что широкое разви-

тие среди пород яйской толщи тел метасоматических кварцитов не является убедительным доказательством ее возрастного положения и не позволяет сравнивать ее по этой особенности с древними образованиями других районов.

В дальнейшем Ю.П.Казакевич и Т.Ф. Васютинская (1940) присоединились к мнению К.В.Радугина о протерозойском возрасте яйской толщи и считали выделяемую ими яйскую формацию протерозойской, не давая каких-либо убедительных доказательств в пользу этого.

К совершенно другому выводу пришел А.С.Мухин (1947), который на основании отсутствия документов перерыва между яйской и среднекембрийской толщами, отнес время формирования первой к нижнему кембрию, отмечая при этом, что материалы К.В.Радугина, Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинской свидетельствуют о постепенном переходе этих двух толщ. Необходимо заметить, что такой вывод сделать весьма затруднительно, так как наличие редких, небольших обнажений на площади возможного перехода и отсутствие разведочных выработок не дают возможности наблюдать эту границу в действительности. Об этом говорит и сам А.С.Мухин, который проводит ее условно, по слою кварцитов, тем самым подтверждая собственную неуверенность в характере контакта.

А.С.Кириллов (1948), широко используя материалы А.С.Мукина, считает возраст яйского метаморфического комплекса (аналог яйской толщи) нижнекембрийским, при возможном участии в его строении протерозойских образований. Кроме того, этот автор присоединяется к мнению

А.С.Мухина относительно согласного, а не дизъюнктивного контакта (как это понималось Радугиним, Казакевич и Васютинской) между яйским метаморфическим комплексом и среднекембрийской толщей, но в отчёте, как и А.С.Мухин, никакого фактического материала, подтверждающего это, не приводит.

Весьма необходимо проанализировать мнение А.С. Кириллова о характере метаморфизма пород яйского комплекса, что по его мнению является единственным критерием их объединения. "Все породы, - пишет А.С.Кириллов, - сильно метаморфизованы, рассланцованы в нескольких направлениях и собраны в крутые линейные складки СЗ простирания. В изобилии встречаются зоны раздробления, микронитизации. Несмотря на интенсивный динамометаморфизм, полнокристаллических пород с параллельной текстурой не наблюдается" (1948, стр. 15). Эта формулировка, несмотря даже на ее краткость, содержит существенное противоречие. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что мнение автора о сильном метаморфизме пород комплекса опровергается им же самим, так как никаких существенных изменений минералогического состава и текстурно-структурных особенностей, типичных для высокой степени метаморфизма им не отмечается, а литологический состав комплекса (см. стр. 27) свидетельствует лишь о слабом проявлении процесса.

Можно предполагать, что под сильным метаморфизмом А.С.Кириллов понимает интенсивное развитие зон дробления и дизъюнктивных нарушений, а под рассланцовкой пород в нескольких направлениях - обычную трещиноватость, возни-

кающую при складкообразовании. Однако, в этом случае все особенности комплекса являются присущими не только ему, но и фаунистически охарактеризованым кембрийским, а в отдельных участках и более молодым породам, в которых также возникают при складчатости и зоны дробления и различно ориентированная трещиноватость. То есть породы яйского комплекса в основном подвергнуты только деструктивному динамометаморфизму, проявление которого в какой-то мере характерно для всех известных в районе более молодых палеозойских образований, и ни в какой мере не может явиться решающим для установления возраста комплекса.

Кроме всего этого, до настоящего времени нет еще единого представления о расчленении комплекса. Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская (1940) в составе яйской формации выделяли три горизонта: эффузивно-осадочный, осадочный с подчиненным количеством основных и средних эффузивов и осадочный с подчиненным количеством кислых эффузивов, не указав их при этом на геологической карте. А.С.Кириллов (1948) считает возможным разделение комплекса только на две части: нижнюю, существенно карбонатно-кремнистую, и верхнюю, существенно осадочно-эффузивную, причем так же как и предыдущие авторы не отражает это на геологической карте. А.С.Мухин (1947) считает невозможным расчленение комплекса на горизонты без проведения детальных работ.

Все эти данные еще раз подчеркивают недостаточную изученность яйского комплекса и ставят перед дальнейши-

ми исследованиями целый ряд конкретных задач. Наиболее важным из них, по нашему мнению, являются:

1. Детальное изучение строения комплекса, с широкой постановкой микропетрографических исследований для выяснения типов метаморфизма и расшифровки его внутренней структуры.
2. Более ясное решение вопроса о происхождении кварцитовых тел Антоновского рудника, для чего особенно необходимыми является внимательное изучение результатов поисковых и разведочных работ, проводившихся на этой площади.
3. Выяснение характера границы между яйским комплексом и среднекембрийскими отложениями р. Золотой Китат.

2. Толща графитистых мраморов (Золотой Китат)

Существенной особенностью толщи графитистых мраморов является весьма постоянная степень перекристаллизации карбонатного материала, а также повсеместное присутствие графита и часто наблюдаемая вкрапленность мусковита и пирита. Окраска мраморов обычно светлосерая, изменяющаяся иногда от почти белой до серой, что тесно связано с характером размещения графитистых частиц. Как правило, в более светлых разностях графит наблюдается в виде хорошо заметных, равномерно размещенных крупных чешуек, а в темных он как бы пропитывает всю массу кристаллического известняка, придавая ему тем самым более темную окраску. Мраморы обычно массивные, а в некоторых участках слабо сланцевые, причем и в том

и в другом случае структура их крупно- и грубозернистая с ясно видимыми макроскопически зернами белого и сероватого кальцита.

Наиболее важные обнажения, где можно относительно полно изучить все особенности строения толщи, располагаются в районе с. Мальцево и около посёлка Братского. Кроме того, эти породы широко известны и за пределами изученной площади, на юго-восточном продолжении структуры древней метаморфической полосы. Не вдаваясь в подробности характеристики мраморов с графитом за пределами изученного района, необходимо отметить, что авторы, проводившие исследования в более южных районах Кузнецкого Алатау (П.С.Краснопеева (1934); В.А.Кузнецов (1940) А.А.Зенкова и Ю.П.Казакевич (1939) считали метаморфизм этой толщи региональным, не связанным с контактовым воздействием магматических тел и оценивали её возраст как докембрийский.

Необходимо также остановиться на одной особенности строения толщи графитистых мраморов, правильная расшифровка которой может значительно облегчить решение целого ряда спорных положений, возникших при предыдущих исследованиях. Эта особенность лучше всего наблюдается в обнажениях кристаллических известняков у с. Мальцево и выражается в том, что среди карбонатной массы породы встречаются включения силикатного материала. Они имеют характер мелкой вкрапленности, или выглядят в виде округлых, иногда линзообразных, уплощенных тел, состоящих макроскопически в основном из черных амфиболов и

пироксенов. Кроме того, в них встречаются редкие зерна кальцита и пирита. По наблюдениям автора горизонт с включениями имеет стратиграфический характер, размещаясь внутри толщи графитистых мраморов.

После этой, сравнительно краткой, макрохарактеристики толщи, перейдем к анализу взглядов предыдущих исследователей, по-разному решающих многие принципиальные вопросы.

Одним из первых исследователей северной оконечности Кузнецкого Алатау К.В.Радугин (1933) считал толщу графитистых мраморов протерозойской и сравнивал её с кутеньбулукской и енисейской свитами А.Н.Чуракова. Характеризуя петрографические особенности мальцевских мраморов и, в частности, наличие в них участков скарна, К.В.Радугин объяснял это видоизменением остроугольных некарбонатных обломков, проникших в мраморы при тектонических движениях, а в отдельных случаях результатом контактового воздействия на первичные некарбонатные примеси.

Ю.П.Казакевич и Т.Ф. Васютинская (1940), называя описываемую толщу формацией белых мраморов с графитом, считали ее верхнеархейской. Метаморфизм формации ими рассматривался как региональный, не связанный с воздействием интрузий, так как по их мнению крупных интрузивных тел в этой толще не наблюдалось. Описывая наличие в белых мраморах силикатных включений Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская считали их обломками и гальками амфиболитов, попавшими в карбонатную толщу еще в момент ее отложения. Такое решение вопроса послужило основанием считать форма-

цию белых мраморов более молодой, чем развитые по соседству с ней амфиболиты, хотя ни петрографической характеристики включений, ни объяснения механизма приноса довольно крупных обломков и галек в область накопления карбонатного ила, этими авторами дано не было.

Совершенно по-другому оценивает метаморфизм графитистых мраморов и наличие в них силикатных включений А.С.Мухин (1947), который считает толщу кристаллических известняков с графитом видоизмененными карбонатными породами среднего кембрия и, частично, яйсдой толщи. Этот автор отмечает большое количество линейных тел габброидной интрузии, внедрившихся в кристаллические известняки и другие рассланцованные метаморфические породы, что, по его мнению, явилось одной из причин изменения первичного их облика. Однако в отчёте А.С. Мухин не подтверждает ~~фактическим~~ фактическим материалом как возможность такого сопоставления, так и роль контактового воздействия этих интрузивных тел, считая это, по всей вероятности, и так достаточно ясным. Так же бездоказательно утверждение А.С.Мухина о природе силикатных включений в мраморах с графитом. Эти включения А.С.Мухин считает тектонитами, возникшими за счёт даек габбро. Совершенно ясно, что такая концепция позволяет предполагать значительные (до нескольких километров!) перемещения частей карбонатной толщи, происходившие в обстановке большого давления и высокой температуры, что могло привести к перекристаллизации известняков и силикатных пород. Поэтому оценка включе-

ний как тектонитов, на первый взгляд, может показаться убедительным доказательством интенсивного проявления дислокационного конструктивного метаморфизма. Однако, к сожалению, необходимо подчеркнуть, что в отчете А.С. Мухин, считая эти включения тектонитами, возникшими за счёт даек Габбро, ничем не подтвердил свое утверждение и не подвел под него никакой основы.

Все метаморфические породы, наиболее отчетливо представленные в районе с. Мальцево, А.С. Мухин объединил под названием золотокитатской метаморфической толщи, считая её кембрийским образованием.

А.С.Кириллов (1948), используя материалы А.С.Мухина и так же как и он оценивая характер метаморфизма толщи графитистых мраморов, отмечает наличие в них зон милонитизации с образованием типичных тектонитов. Это положение им берется от отчёта А.С.Мухина, причём опять же никакого подтверждения этого фактическим материалом не приводится.

Кроме того, оба последние автора считают (как и К.В.Радугин), что наиболее древними среди метаморфических образований являются мраморы с графитом, которые перекрываются амфиболитами и различными кристаллическими сланцами, а не наоборот, как это считали Ю.П. Казакевич и Т.Ф.Васютинская.

Подводя итог результатам предыдущего изучения толщи графитистых мраморов, можно считать, что многие выдвигаемые положения не были обоснованы достаточным количеством фактического материала. Это, в первую очередь,

относится к возможности сопоставления карбонатных метаморфических пород с нормальными, почти не измененными известняками кембрия, к оценке природы образования силикатных включений, к выяснению роли контактового воздействия линейных тел габброидной интрузии и, наконец, к определению типа метаморфизма толщи графитистых мраморов. Как следствие всего этого, до настоящего времени остается спорным и её стратиграфическое положение среди других образований района.

3. Зеленокаменная толща (См. 1 - См. 2)

Основную роль в строении толщи играют довольно однообразные зеленые, иногда почти черные, интенсивно рассланцованные породы, встречающиеся, как правило, в непосредственной близости от толщи графитистых мраморов. По своему минералогическому составу среди них предыдущими исследователями отмечались амфиболиты, амфиболовые, хлорито-амфиболовые и другие сланцы, основанием объединения которых являлась относительно высокая степень проявления метаморфизма.

Сланцеватость этих пород обычно ориентируется в северо-западном направлении, совпадая с общим простиранием структуры древней метаморфической полосы. Углы падения сланцеватости чаще всего большие, близкие к вертикальным.

Против с. Мальцево, ниже устья реки Алчедат имеется обнажение серовато-зеленых кристаллических сланцев, расположенное в плоскости, близкой к их простиранию:

Здесь можно отчетливо наблюдать, что падение сланцев часто меняется, они как бы выкручиваются, падая то на юго-запад, то на северо-восток. Кроме таких явлений, совершенно не наблюдаемых в других толщах, в кристаллических сланцах часто наблюдается п^{от}лойчатость без каких либо макроскопических нарушений сланцевой породы.

Весьма характерным свойством некоторых членов зеленокаменной толщи является их полосчатость, подчеркиваемая неравномерным содержанием темноцветных компонентов. Иногда она имеет несколько линзовидный характер, но в отдельных случаях полосы весьма выдержаны и имеют вид слоиков. Создается впечатление, что первичным материалом, за счёт которого произошло образование метаморфических сланцев, являются слоистые осадочные породы.

Наиболее полное представление о характере строения этой толщи можно получить в районе с. Мальцево, пос. Братского и далее к югу, где за пределами изученного района П.С.Краснопеевой (1934), В.А.Кузнецовым (1940), Зенковой А.А. и Ю.П.Казакевич (1939) отмечались такие же породы.

Необходимо отметить, что целый ряд вопросов, связанных с оценкой характера метаморфизма зеленокаменной толщи, ее возрастного положения и первоначального состава, не нашли одинакового решения у различных авторов. Так, например, К.В.Радугин (1933) считал возраст толщи эозойским. Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская (1940) нашли возможным выделить из ее состава формацию амфиболитов верхнеархейского возраста, а саму толщу относили к протерозою.

Совершенно по другому решили этот вопрос А.С.Мухин (1947) и А.С.Кириллов (1948), которые считали различные кристаллические сланцы и амфиболиты видоизмененными эффузивными и осадочными породами кембрия, развитого наиболее отчетливо к западу от полосы метаморфических пород. Особенно отчетливую формулировку об этом можно найти у А.С.Мухина, который прямо указывал, что зеленоватые хлорито-амфиболовые сланцы возникли за счёт порфиритов и глинистых сланцев среднего кембрия, причем так же как и при решении вопросов связанных с рассмотрением толщи графитистых мраморов, он не подтверждал это достаточным количеством фактического материала и не объяснял отчетливо причин этого видоизменения.

Чтобы избежать повторений, нет необходимости подробно рассматривать причины всех возникших противоречий между К.В.Радугиным, Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинской с одной стороны и А.С.Мухиным и А.С.Кириловым с другой, так как здесь можно подойти к уже сказанным выше итогам. Однако, целесообразно все же отметить, что идея А.С.Мухина и А.С.Кирилова относительно превращения мало измененных осадочных и эффузивных пород кембрия в метаморфические сланцы нуждается в проверке, причем здесь главную роль может сыграть детальное микропетрографическое изучение сравниваемых типов пород. Этим путем, по нашему мнению, можно выяснить роль контактового воздействия тел габброидной интрузии при образовании метаморфических пород, влияние дислокационных процессов и попытаться установить тип метаморфизма толщи или отдельных ее членов.

Эво, в свою очередь (так же как и для толщи графитистых мраморов) позволит более ясно представить себе стратиграфическое положение зеленокаменной толщи и одновременно с этим даст определенный фактический материал для уяснения её возрастного положения.

4. Золотокитатский осадочно-эффузивный комплекс

(Сл₁ - Сл₂)

Кембрийские осадочные и эффузивные породы, входящие в состав этого комплекса, протягиваются вдоль долины реки Золотой Китат в виде полосы шириной до 5 км в северо-северо-западном направлении. С запада они граничат с яйским комплексом, а с востока окаймляются метаморфическими толщами.

Наиболее полные разрезы комплекса имеются в районах деревень Ломовицы, Новая Москва и выше по Золотому Кита-ту, до пос. Черное Озеро, где, собственно, и сложились основные представления об особенностях строения этой кембрийской полосы.

В составе комплекса главную роль играют осадочные и эффузивные породы, отличающиеся от других, более древних образований района своим относительно неизменным обликом. Если взять, например, обломочные осадочные породы комплекса, то они характеризуются прекрасно выраженной параллельной слоистостью, обусловленной чередованием тонких слоиков различной окраски, более темные тона которых обычно связаны с большим содержанием пелитовых и алевроитовых частиц. В отдельных, более мощных слоях песчанистого состава весьма отчетливо наблюдается опре-

деленная ритмичность осадкообразования, выражающаяся в постепенном укрупнении зерен к основанию слоя. Такой же мало измененный облик (по сравнению с метаморфическими толщами) имеют эффузивы, туфогенные породы и известняки.

Вопрос о последовательности образования пород, составляющих комплекс решался исследователями чаще всего однозначно. При этом считалось, что в основании комплекса лежат известняки, которые выше сменяются сначала кластическими образованиями, а затем средними эффузивами. Однако детализация этой схемы и особенно расчленение комплекса на отдельные части проводилось различными авторами не совсем одинаково.

К.В.Радугин (1933) различал в составе выделенного им кембрия две формации: порфиритовую и песчано-сланцево-известковую, считая более древней последнюю. Этим же исследователем впервые были сделаны находки представителей трилобитов и простейших беззамковых брахиопод, что после определения их Е.В.Лермонтовой позволило считать К.В.Радугину возраст комплекса среднекембрийским.

Наиболее детально вопросами строения среднекембрийской полосы, развитой по р. Золотой Китат занимались Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская (1940), которые выделили в составе её пять горизонтов. В основании среднего кембрия ими описывались известняки, песчаники и сланцы (1 горизонт), сменяющиеся выше средними эффузивами (2 гор.), песчаниками, сланцами и известняками (3 гор.), туфами, туфоконгломератами, миндалефирами (4 гор.) и, наконец, завершающими разрез пироксеновыми порфиритами (5 гор.).

Следует заметить, что если брать только северную часть среднекембрийской полосы, примерно от с. Мальцево до д. Новая Москва, то в ее строении (по материалам Ю.П. Казакевич и Т.Ф. Васютинской) отчетливо намечается синклинальная структура, сложенная в осевой части пироксеновыми порфиритами. Последние окаймляются туфами и восточнее сменяются более древними глинистыми сланцами и песчаниками. Самыми древними из среднекембрийских образований являются известняки, развитые наиболее полно в районе д. Новая Москва.

Такой взгляд на структуру среднекембрийской полосы несколько детализирует данные К.В. Радугина, но, однако, не идет в разрез с его представлениями о последовательности образования ее отдельных составных частей.

Общая мощность среднекембрийской полосы оценивается Ю.П. Казакевич и Т.Ф. Васютинской около 1600 метров, что при учете наличия дизъюнктивов и сравнительно небольшого числа обнажений является весьма ориентировочной величиной.

А.С. Мухин (1947) и А.С. Кириллов (1948) также принимают, в основном, ту последовательность образования отдельных литологических представителей слечающих комплексов, которая была дана К.В. Радугиным. По данным этих исследователей структура описываемой полосы кембрийских пород синклинальная, осложненная дизъюнктивами, с преобладанием в осевой части эффузивов и туфогенных сланцев. Наиболее древними образованиями среднекембрийской полосы А.С. Мухин и А.С. Кириллов считают серые и светлосерые известняки, сменяющиеся ближе к осевой части структуры глинистыми сланцами.

Возраст этих пород А.С.Мухин считает среднекембрийским, однако А.С.Кириллов, видимо стремясь подчеркнуть все же недостаточную его палеонтологическую характеристику, обозначает его как средний, или возможно и нижний кембрий.

Таким образом, в оценке всей структуры мало измененных кембрийских образований реки Золотой Китат и их последовательности формирования, у предыдущих исследователей не возникало существенных разногласий. Однако характер восточной границы с метаморфическими толщами выяснен еще недостаточно. Это, как уже указывалось выше, сводилось, в основном, к различной оценке возраста метаморфических толщ. Отсюда одни авторы (Ю.П.Казакевич и Т.Ф. Васютинская), считая их возраст архейским, имели основание говорить о дизъюнктивном характере границы. Другая группа исследователей (А.С.Мухин и А.С.Кириллов) считала метаморфические толщи аналогом среднекембрийских малоизмененных известняков, сланцев и эффузивов и высказывалась за отсутствие крупных нарушений на этой границе. По существу, она представлялась в виде антиклинального перегиба, в ядре которого лежит толща графитистых мраморов.

Таким образом, основным вопросом, требующим дальнейшего разрешения является изучение карбонатных, эффузивных и осадочных пород комплекса как возможного исходного материала для образования метаморфических толщ района. Это можно решить путем сравнения химических, минералогических и текстурно-структурных признаков несомненных пород кембрия и метаморфических образований и попытаться

подтвердить этим или правильность взглядов А.С.Мухина и А.С.Кириллова, или показать их несоответствие с фактическим материалом,

5. Интрузия габбро

Наиболее широким распространением основные интрузивные породы пользуются в приустьевой части Золотого Кита и по реке Алчедат. Кроме того, их обнажения имеются около железнодорожного моста через р. Яя и по реке Почитанке. Общий облик интрузии во всех перечисленных пунктах, на первый взгляд, довольно однообразный. Однако среди форм залегания интрузии можно различить две основные разновидности. В районе с. Мальцево, там где интрузия залегает среди метаморфических пород, преобладают линейные, небольшие тела, подчиняющиеся условиям залегания всей метаморфической толщи, причем часто наряду с массивными текстурами наблюдаются полосчатые и даже гнейсовидные, которые чаще всего приурочены к краевым частям тел. С другой стороны, в приустьевой части р. Золотого Кита, а также в нижнем течении реки Алчедата имеются более крупные тела, размеры которых измеряются сотнями метров. Необходимо заметить, что по своей свежести компоненты, слагающие интрузию в этих участках, значительно отличаются от таковых же в маломощных телах, располагающихся среди метаморфических пород. Эта особенность и привела к тому, что Ю.П.Казакевич и Т.Ф. Васютинская (1940) при описании интрузивных тел района выделили среди них докембрийские и палеозойские. Такой взгляд несколько отличался от точки зрения К.В.Радугина (1933),

который считал, что в районе пользуется развитием только одна интрузия докембрийского возраста.

А.С.Мухин (1947) и А.С.Кириллов (1948) также утверждали наличие только одной интрузии, считая её возраст каледонским и указывая на то, что интрузия прорывает кембрий и не известна в девоне. Однако утверждение этих авторов о наличии только одновозрастных тел основной интрузии, не подтверждалось фактическим материалом (имеется ввиду микроскопическое исследование), что не позволяет оценить правильность их выводов. Отсюда, при дальнейшем изучении геологии района необходимо рассмотреть возможность объединения всех интрузивных тел основного состава в комплексе одного возраста, так как правильное разрешение этого вопроса может внести ясность и в другие спорные положения, охарактеризованные выше.

Подводя итоги геологической изученности древних образований северной оконечности Кузнецкого Алатау, можно и необходимо еще раз подчеркнуть наличие целого ряда спорных, не разрешенных до настоящего времени вопросов, расшифровка которых имеет несомненное практическое значение. Совершенно ясно, что выполнение всего объема этой задачи требует постановки тщательных, детальных исследований, а в некоторых случаях обязательной организации горно-проходческих работ, что может быть сделано только силами геолого-разведочных организаций.

Все это позволяет рассмотреть в настоящей работе только те пробелы в геологии северной оконечности Кузнецкого Алатау, разрешение которых возможно путем детальных петрографических исследований метаморфических карбонатных и силикатных толщ района и сопоставления их с мало измененными кембрийскими образованиями.

ГЛАВА III

ВКЛЮЧЕНИЯ СИЛИКАТНОГО МАТЕРИАЛА В ГРАФИТИСТЫХ МРАМОРАХ

Происхождение включений силикатного материала в графитистых мраморах и их петрографическая оценка не находили однозначного решения у предыдущих исследователей. Это, в первую очередь, объяснялось недостаточным полевым изучением условий залегания включений и слабым применением микропетрографической методики исследования. Кроме того, необходимо особо подчеркнуть, что всестороннее полевое изучение описываемого явления могло быть сделано только во время наиболее низкого уровня реки Золотой Китат, так как самые существенные, отчетливые обнажения толщ графитистых мраморов с включениями силикатного материала находятся на небольшой высоте от уровня реки, а иногда представляют из себя несколько возвышенный ^оцокль пойменной террасы, обнажающийся только в определенные промежутки времени. Отсюда, с достаточной степенью уверенности можно предполагать, что предыдущие авторы, проводя свои наблюдения в различные периоды полевого сезона, делали свои выводы на неравноценном фактическом материале, что также могло привести к различной оценке генезиса включений.

Для того чтобы наиболее отчетливо и всесторонне подойти к вопросу о происхождении включений силикатного материала, необходимо привести некоторые фактические

данные, причем наибольшее место уделить при этом формам залегания, взаимоотношению включений с графитистыми мраморами и их петрографической характеристике.

Формы залегания силикатного материала и его
взаимоотношение с графитистыми мраморами

Толща графитистых мраморов, имея обычно крутое, почти вертикальное падение, протягивается в ССЗ направлении, рассекаясь рекой Золотой Китат в районах пос. Братского и с. Мальцево, около устья реки Алчедат. Наиболее детально включения силикатного материала были изучены в последнем районе, где, по существу, и были собраны все приводимые фактические данные.

Если двигаться в ССЗ направлении, то первое обнажение, где можно наблюдать включения, располагается в 150 метрах от устья реки Алчедат, по ^{его} левому берегу. Оно представляет из себя небольшие, высотой до 2-3 метров, обработанные водой глыбообразные выступы кристаллического известняка, прослеживающиеся вдоль берега на протяжении около 40 метров. Выше, по склону, они перекрываются рыхлыми осадками кайнозоя.

Наблюдаемые здесь включения, являясь более прочными по отношению к мрамору, отчетливо возвышаются над его поверхностью. О форме их особенно хорошо судить по сферическим, иногда овальным пустотам на поверхности кристаллического известняка, заполненным ранее силикатным материалом. По этим пустотам, а также и по сохранившимся включениям можно считать, что наиболее характерной

формой их является овальная или округлая, имеющая довольно резкий контакт с вмещающим мрамором. Некоторые включения имеют угловатую несколько сглаженную форму, другие отличаются постепенным переходом с чистым кристаллическим известняком, однако это наблюдается значительно реже. Кроме таких тел силикатного материала, размеры которых редко превышают 15 см и чаще всего изменяются в пределах 5-10 см, наблюдается мелкая вкрапленность зерен и сгустков силикатов, придающая породе местами полосчатый характер.

Необходимо отметить, что включения обычно со всех сторон окружены карбонатной породой, что позволяет говорить о них как о изолированных друг от друга образованиях, возникновение которых ни в какой мере не может быть связано с магматической инъекцией.

Следующим обнажением графитистых мраморов, где весьма отчетливо наблюдается большое количество включений силикатного материала, является участок скалистого обрывистого правого берега р. Золотой Китат около плотины мельницы у с. Мальцево.

На нижней части этого обнажения и, особенно, на пологой его подошве, обрабатываемой водой во время весеннего разлива, рельефно выступают буроватые с поверхности и почти черные внутри линзообразные и овальные включения, окруженные большим количеством отдельных, разрозненных зерен силикатов. Эти зерна чаще всего размещаются в виде отдельных полос, придавая мрамору в отдельных



Фиг. 3. Линзообразные и четковидные включения
Внизу полосчатое размещение силикатных зерен.

участках отчетливо полосчатый характер. Необходимо отметить, что наблюдаемая в мраморах слабо заметная слоистость (выражена чередованием темных и светлых слоев кальцита), сланцеватость, а также полосчатость, подчеркнутая различным содержанием зерен силикатов, совпадают по своей пространственной ориентировке, имея чаще всего ССЗ простирание. В отдельных участках включения имеют такой же характер, что и в предыдущем обнажении, однако иногда их форма становится линзообразной и даже четковидной. (фиг.3,4).



Фиг.4. Четковидное включение

При этом необходимо отметить, что рядом с включениями такой формы, иногда в нескольких сантиметрах, встречаются обычные округлые, довольно изометричные образования.

Количество включений (имеются ввиду как крупные тела, так и мелкая вкрапленность силикатов) довольно резко меняется вкрест простирания всей толщи графитистых мраморов и выдерживается по простиранию. В связи с тем, что простирание толщи и простирание самого обнажения располагаются под острым углом, это свойство может быть прослежено не более чем на 15-20 метров. Однако этот пробел заполняется наличием других обнажений, в которых также наблюдается выдержанность содержания силикатов по прост^иранию.

Одной из особенностей толщи графитистых мраморов является широкое развитие в ней неправильно ориентированных (без ясной закономерности) полос сероватого кальцита. Ширина их обычно измеряется несколькими сантиметрами; наблюдается иногда расширение их и также частое выклинивание. Отдельные части некоторых полос смещены относительно друг друга по небольшим, более ясным трещинам, в которых также наблюдается развитие сероватого кальцита. Следует отметить, что при внимательном рассмотрении некоторых участков полос серого кальцита в средней части их обнаруживается слабо заметная, местами довольно резкая полоска карбоната, обогащенного графитистым веществом, представляющая из себя последнюю стадию их формирования. На основании многочисленных полевых наблюдений можно сделать заключение, что неправильная, часто перекрецивающаяся, иногда веерообразная полосчатость является реликтом трещиноватости, возникшей при складчатости. Как макроскопически, так и под микроскопом структурные осо-

бенности мрамора в сероватых полосках и в более светлой части породы совершенно одинаковы. Это наводит на мысль о том, что возникновение этих трещин и их залечивание агрегатом кальцита происходило раньше тех процессов, которые вызвали перекристаллизацию толщи графитистых мраморов.

При изучении описываемого обнажения были найдены включения силикатного материала, которые позволили выяснить взаимоотношение их с этой полосчатостью. На приводимой фотографии (фиг.5) можно видеть, что темные по-



лосы как бы пересекают единое ранее включение, или, во всяком случае, контуры последнего подчиняются их ориентировке. Это позволяет говорить о том, что образование включений произошло еще до возникновения трещиноватости и тем

Фиг.5 Взаимоотношение включения и полос серого кальцита

самым предшествовало процессам перекристаллиза-

ции карбонатной толщи.

Следующее обнажение, где, пожалуй, наиболее отчетливо наблюдается большое количество включений, расположено в 150 м ССЗ предыдущего, на левом берегу р. Золотой Китат. Оно представляет из себя целый ряд плитообразных выходов кристаллического маветняка, приуроченных к бичевнику реки и возвышающихся над ее уровнем (имеется

виду наиболее низкое его положение) на 0,3 - 1 м.

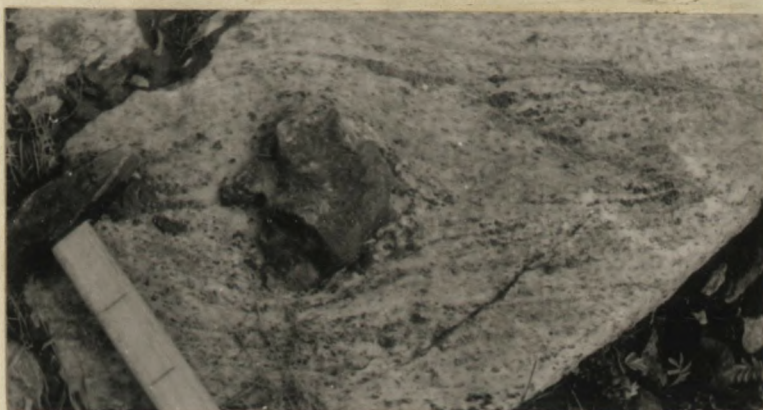
В условиях почти вертикального залегания мрамора и наличия горизонтального эрозионного среза это обнажение дает большое количество хорошо заметных включений, имеющих, как и в предыдущих обнажениях, изометричные, иногда овальные контуры. Размеры силикатных тел чаще всего колеблется в пределах 5-15 см и как исключение достигают 30-50 см.

Здесь же встречаются участки, где отчетливо наблюдается полосчатость, обусловленная неравномерной вкрапленностью зерен силикатов. Если рассматривать взаимоотношение этой вкрапленности с более крупными телами силикатного материала, то чаще всего наблюдается изгибание полосок, обогащенных зернами силикатов в соответствии с формой крупного включения. Это свойство весьма отчетливо наблюдалось и в предыдущем обнажении, проявляясь около четковидных овальных и линзообразных (фиг. 3) включений. Изучая это свойство в мраморах левого берега р. Золотой Китат, можно было наблюдать в некоторых случаях, что полоски и слойки силикатных зерен как бы срезаются крупным включением, но при внимательном рассмотрении обнаруживалась слабая их изогнутость в краевых частях силикатного тела.

Граница между кристаллическими известняками и включениями силикатного материала в большинстве случаев довольно резкая (фиг. 6, 7, 8), но иногда наблюдаются и постепенные переходы.



Фиг. 6. Резкие и постепенные границы между силикатными телами и мрамором



Фиг. 7. Включение угловатой формы. Заметно огибание и примыкание слоиков, обогащенных силикатными зернами.

Более крупные включения, размером до 50 см, иногда бывают окружены как бы каймой (1-3 см) более крупнозернистого кальцита с ясно видимыми макроскопически сильно изогнутыми плоскостями спайности.

Самым ССВ обнажением кристаллического известняка, где также встречаются включения силикатного материала, является небольшой выход этой породы около детского санатория, на левом берегу р. Золотой Китат. Протяженность выхода в обнажении около 50 м, высота его чаще

всего 0,5 - 2 м и редко до 5 м. По своей ценности, как объект для изучения включений, это обнажение ничего нового не дает, но позволяет с достаточной степенью уверенности говорить об относительной выдержанности этой особенности толщи графитистых мраморов.

Имея возможность не наблюдать включения во всех четырех обнажениях можно сделать целый ряд конкретных выводов, имеющих несомненное значение для более правильной оценки происхождения силикатного материала.



Фиг.8. Взаимоотношение включений и слоиков силикатов.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что включения приурочены к определенной части толщи графитистых мраморов и не характерны для всего ее разреза, причем их размещение совпадает с общим простираанием карбонатных пород. Кроме того, наряду с относительно крупными телами силикатного материала, этот горизонт отличается широким развитием тонкой вкрапленности зерен силикатов, придающих карбонатным породам полосчатый вид. Эти факты, используя пока одни только полевые наблюдения, против^овечат оценке генезиса силикатных включений, данной Ю.П.Казакевич и Т.Ф. Васютинской (1940), а также А.С.Мухиным (1947). Как уже было указано, первые два автора, принимая во

включения за обломки и гальки амфиболитов, высказывались за сингенетичность их образования с накоплением карбонатного ила, то есть утверждали тем самым наличие механического фактора переноса. Однако сам механизм этого транспорта объяснен не был и вопрос о переносе крупных обломков в область отложения карбонатов остался нерешенным. Нужно сказать, что эта точка зрения может иметь интерес только в том случае, если бы крупные обломки силикатных пород встречались редко (что видимо и считали Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская), так как в этом случае это явление можно было бы связать с наличием плавающих льдов. На возможность такого переноса указывали А.Н.Чураков (1932), Л.В.Пустовалов (1940), Л.Б.Рухин (1953), Д.В.Наливкин (1955) и другие авторы, которые связывали наличие крупных обломков и галек в тонкодисперсных породах с наличием этого транспорта.

Однако в результате полевых наблюдений было установлено, что включения буквально заполняют отдельные участки толщи графитистых мраморов и их число в обнажениях измеряется десятками и даже иногда сотнями, что, при учете мощности горизонта с включениями более 10 м, никак не увязывается с таянием дрейфующих льдов. Простой же механический перенос водой таких крупных обломков в область накопления карбонатного ила резко противоречит условиям отложения карбонатного материала, так как наличие сильного течения привело бы к размыву илистых осадков и исключило бы возможность их седиментации. Таким образом, это объяснение генезиса включений не может быть принято, как не соответствующее фактическому

материалу.

Необходимо также остановиться на точке зрения А.С. Мухина (1947), который связывал возникновение включений с тектоническими подвижками, в результате которых имеющиеся дайки габбро дробились и затем растаскивались по зонам дробления. На первый взгляд этот вывод может показаться вполне приемлимым, однако детальное изучение явления не дает основания принять и эту точку зрения. Прежде всего, с идеей тектонического происхождения включений в толще графитистых мраморов плохо увязывается округлая форма силикатных тел, что не может быть объяснено тектоническим воздействием в таких относительно непрочных породах как мраморы. Совершенно необъяснимо с этой позиции наличие тонкой сыпи зерен силикатов, имеющей несомненно тот же генезис, что и более крупные включения (что еще будет рассмотрено ниже).

Точка зрения А.С.Мухина не может быть принята и потому, что при предложенном им генезисе можно было бы обнаружить какую-либо связь с "питающими" породами, которая могла бы выразиться в количественном содержании включений, а также в укрупнении или измельчении обломков, что закономерно бы изменялось в определенном направлении. Однако этого в действительности не наблюдается.

Таким образом можно считать, что все имеющиеся взгляды на происхождение тел силикатного состава в толще графитистых мраморов не находятся в соответствии с фактическим материалом. Одновременно это явление было слабо изучено в петрографическом отношении, о чем говорит хотя

бы тот факт, что включения по составу то отождествлялись с габбро, то с амфиболитами.

Петрографическая характеристика включений

Макроскопически все образцы включений представляют из себя черные, темносерые, иногда зеленоватые породы. Структура их обычно среднекристаллическая, неравномернoзернистая, текстура массивная. Характерной особенностью состава является ясная вкрапленность белого кальцита и зерен пирита. Под микроскопом состав исследованных образцов представлен следующим образом:

Образцы первого обнажения.

Левый берег р. Алчедат.

№ пп	Номера образ- цов	Диопсиде- денбергит	Авгит	Бурая ро- вая обманка	Зеленая ро- вая обманка	Паргасит	Скаполит	Кальцит	Минералы примеси
1	124-б	-	-	-	-	85	-	14	1
2	124-х	-	56	-	-	-	14	28	2
3	124	24	-	-	50	-	-	26	+

Образцы второго обнажения.

Правый берег р. Золотой Китат, против мельницы у с. Мальцево

№ пп	Номера образ- цов	Диопсид- ген- берит	Авгит	Бурая роговая обманка	Зеленая роговая обманка	Парга- сит	Скапо- лит	Кальцит	Минералы примеси
4	2-а	-	-	-	-	95	-	-	5
5	2-б	-	-	-	-	5	-	95	+
6	М-5	60	-	-	-	32	7	+	1
7	114	-	50	-	-	-	50	+	+
8	114-а	-	70	+	-	-	30	+	+
9	117	92	-	-	+	-	-	8	+
10	117-а	95	-	-	-	-	-	5	+
11	205	95	-	+	-	-	2	3	+

Образцы третьего обнажения.

Левый берег р. Золотой Китат у с. Мальцево

№ пп	Номера образ- цов	Диопсид- ген- берит	Авгит	Бурая роговая обманка	Зеленая роговая обманка	Парга- сит	Скапо- лит	Кальцит	Минералы примеси
12	106-б	100	-	-	+	-	-	+	+
13	108-а	95	-	-	2	-	-	3	+
14	108-б	85	-	-	15	-	-	10	+
15	110	-	60	-	-	20	-	19	1
16	110-1	-	-	98	-	-	-	1	1
17	110-2	-	-	-	-	91	-	8	1
18	110-3	98	-	-	-	-	-	-	2
19	110-4	26	-	45	-	-	-	28	1
20	110-х	97	-	-	-	-	-	1	2

Примечание.

Цифры указывают на процентное содержание минерала в шлифе.

Внимательное изучение парагенезисов минералов, встреченных во включениях, позволяет утверждать, что во всех трех обнажениях отсутствуют какие-либо особенности, дающие основание проводить описание пород, группируя их по месту отбора. Имеется полная возможность считать состав включений во всех обнажениях довольно близким и проводить характеристику их по минералогическим признакам.

Однако, прежде чем перейти к выяснению особенностей состава включений, необходимо остановиться на описании отдельных минералов, слагающих их. Здесь же необходимо отметить, что наиболее важными минералами, играющими большую роль в строении силикатных тел, являются пироксены группы диопсид-геденбергита, авгит, зеленая и бурая роговые обманки, паргасит, скаполит и кальцит. В значительно меньших количествах встречаются плагиоклаз, ^{кварц, сфен,} клиноциозит, ~~хлорит~~, пирит, биотит, хлорит, мусковит и апатит.

1. Пироксены ряда диопсид-геденбергит

Макроскопически представляют из себя обычно черные, иногда зеленоватые зерна призматического облика, в некоторых случаях почти нацело слагающие породу и придавая ей характер мономинерального образования. В ряде образцов уступают в количественном отношении амфиболом, кальциту и скаполиту. В шлифах обычно бесцветны. Наиболее важные оптические свойства пироксенов ряда диопсид-геденбергит могут быть охарактеризованы на примере некоторых образцов следующей таблицей:

№ образцов	Дву-пре- ломление	$\angle_{\text{снг}}$	$\angle 2 \nu$
108-б	0,028	38°	(+) 57°
М-5	0,028	42°	(+) 60°
117	0,027	42°	-
110-3	0,026	43°	(+) 62°
110-х	0,022	45°	(+) 62°

Для образца М-5 были измерены иммерсионным методом показатели преломления: $n_p = 1,690 \pm 0,003$, $n_g = 1,716 \pm 0,003$. Углы снг и 2ν определялись на столике Федорова, причем угол 2ν был измерен для всех образцов по двум темнотам. Двупреломление пироксена в образце М-5 было определено при помощи компенсатора Берекса, для остальных образцов, в связи с отсутствием минералов, по которым возможно проводить определение толщины шлифа, этот показатель несколько ориентировочный.

Однако величины углов снг и 2ν довольно хорошо увязываются друг с другом, причем отчетливо наблюдается прямая зависимость между ними. По этим показателям, а также и по другим свойствам (показатель преломления, двупреломления, бесцветность в проходящем свете, окраска в шлифе и др.) пироксены вполне отвечают оптическим константам ряда диопсид-геденбергит, приведенным у А.Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) и у М.М.Веселовской (1950). Согласно данным этих авторов, пироксен обр. 108-б по оптическим свойствам близок по составу к диопсиду, а пироксены других образцов отвечают салитам, с постепен-

ным повышением содержания геденбергитовой молекулы.

Необходимо также остановиться на взаимоотношении зерен диопсида-геденбергита с другими минералами, рассмотрев это на примерах некоторых образцов.

Обр. М-5 В этом образце зерна диопсида-геденбергита, имеющие чаще всего неправильные очертания и различную величину (0,5 - 5 мм), распределены довольно равномерно среди кристаллического агрегата паргасита. Взаимоотношение паргасита с диопсидом-геденбергитом скорее всего указывает на одновременность образования минералов. Об этом свидетельствует зависимость контуров зерен от кристаллографических направлений окружающих минералов. Так, например, в некоторых случаях граница между паргаситом и пироксеном подчиняется направлению спайности амфибола, в других - наблюдается обратное. На основании этих наблюдений можно предполагать, что в одном случае диопсид-геденбергит развивался по спайности паргасита, в другом - наоборот. Это скорее всего свидетельствует об одновременности процесса, так как в случае возникновения этих двух минералов в различные периоды времени наблюдалась бы односторонняя зависимость этого периода. Говоря об одновременности роста зерен пироксена и амфибола, необходимо отметить, что первый минерал образует более крупные зерна, очертания которых чаще подчиняют себе контуры паргасита.

Обр. 108-а. Подавляющая площадь шлифа сложена бесцветным пироксеном (салитом), зерна которого отличаются неправильными очертаниями и имеют довольно различную

величину (0,5 - 7 мм). Промежутки между зернами салита



Фиг.9. Контуры зерен и характер границ салита и кальцита. Обр. 108-а. Снято без анализатора. х 23.

заполнены кальцитом, с ровными, отчетливо заметными плоскостями спайности. В некоторых случаях наблюдается как бы окружение некоторых карбонатных зерен одновременно угасающей каемкой пироксена, то есть создается впечатление, что последний развивается позднее и, вероятно, с замещением кальцита.

Границы между кальцитом

и салитом очень редко имеют расплывчатый характер; чаще всего они довольно резкие и плавные (фиг. 9); угловатость и зазубренность не являются характерными.



Фиг.10. Округлые тела карбоната в пироксене. Обр. 117. Снято без анализатора. х 23.

Обр. № 117. Здесь можно наиболее отчетливо наблюдать одну особенность взаимоотношения салита с кальцитом, выражающуюся в том, что кальцит образует овальные зерна, располагающиеся между, или в самих кристаллах пироксена. В отдельных случаях некоторые зерна са-

лита содержат весьма большое количество округлых тел карбоната, довольно равномерно распределенных в пироксене и придающих ему ячеистый характер (фиг. 10).

При повороте столика микроскопа наблюдается групповое угасание некоторых овальных зерен кальцита. Широкое развитие таких овальных зерен и наличие в шлифе более редких вытянутых червеобразных тел, позволяет считать, что часть этих округлых в плоскости шлифа зерен карбоната является плоскими срезами шаровидных и эллипсоидальных форм, окруженных со всех сторон иногда даже одним зерном пироксена. Эта особенность наблюдается и при изучении других шлифов и будет расшифрована после изложения всею фактического материала.

2. Авгит

Встречается значительно реже чем пироксены ряда диопсид-геденбергит. Одним из основных признаков в шлифе является слабо заметный фиолетово-красноватый оттенок, с которым связывается незначительное изменение окраски при вращении столика микроскопа, при чем она становится несколько более заметной при совмещении с плоскостью поляризации оси N_g . Оптические свойства авгита в двух образцах характеризуются следующими показателями:

№ образцов	Дву- пре- ломление	$\angle$ σN_g	$\angle$ $2v$
124-х	0,025	53°	(+) 49°
114-а	0,022	56°	(+) 51°

Углы α_{Ng} и $w_2 v$ определялись на столике Федорова. Угол α_{2v} для авгита образца 124-х измерен по двум температурам, а для пироксена образец 114-а - по одной. Учитывая слабую окраску минерала, а также относительно большой угол α_{Ng} , нехарактерный по В.Н. Лодочникову (1955) А.Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) для пироксенов ряда диопсид-геденбергит, его можно оценивать как авгит с небольшим содержанием титана.

Для характеристики взаимоотношения титанистого авгита с другими минералами обратимся к некоторым образцам.

Обр. № 114-а. Преобладающая площадь шлифа сложена слабо окрашенными неправильными, зазубренными, иногда лапчатыми (фиг. 11) зернами авгита различной величины (1-8 мм). В отдельных участках наблюдается зернистый (0,5 - 2 мм) агрегат скаполита, размещающийся между отдельными, разобщенными зернами авгита. Границы между пироксеном и скаполитом обычно разкие, неправильные, извилистые. Порядок кристаллизации или относительное соотношение сил кристаллизации этих двух минералов установить довольно трудно. Можно только предполагать, что авгит кристаллизовался с большей интенсивностью,



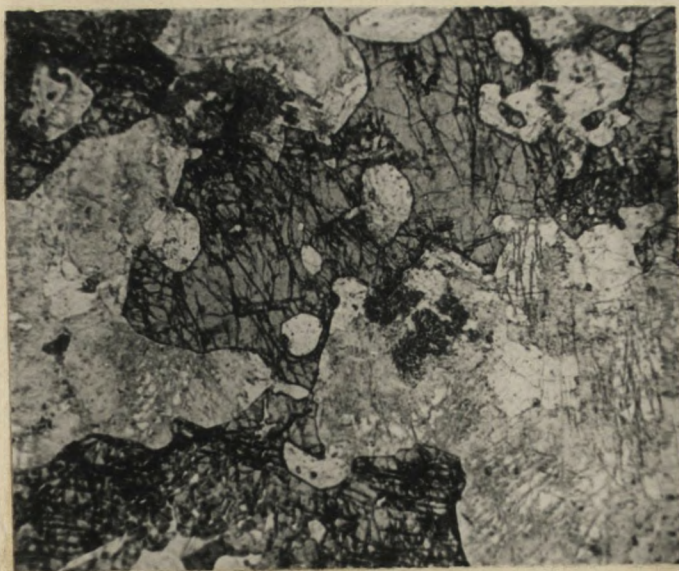
Фиг. 11. Обр. № 114-а. Зерна авгита среди скаполита. Снято без анализатора. х 23.

так как контуры его зерен часто пересекают границы между зернами скаполита, а огранка последнего иногда зависит

от направления спайности пироксена.

Кроме того, в шлифе имеются еще бурая роговая обманка и кальцит. Бурая, слабо плеохроирующая роговая обманка встречается обычно в виде неравнозернистого, мелкозернистого (0,2 - 1 мм) агрегата, часто прорастающего отдельные крупные зерна ^{авгита} и угасающего одновременно при повороте столика микроскопа. Кроме того, этот минерал часть развивается в виде каемок по зернам авгита. Среди скаполита роговая обманка не встречается и является несомненно более поздним минералом, чем авгит.

Кальцит встречается редко, размещаясь на границе или внутри зерен авгита, причем в некоторых случаях наблюдается одновременное понашение овальных и угловатых, мелких (до 1 мм) тел карбоната. Можно считать, что взаимоотношение кальцита с авгитом ничем не отличается от характера этого явления, описанного для пироксенов ряда диопсид-геденбергит.



Фиг. 12. Авгит в скаполите.
Обр. № 114. Снято без анализатора. х 23.

Обр. № 114. Включение представлено зернистым агрегатом скаполита, среди которого размещаются неправильные (фиг. 12), часто ячеистые и лапчатые зерна авгита (от 0,5 до 4 мм), в краевых частях которых встречаются отдельные, редкие, небольшие участки

замещенные бурой роговой обманкой. Несмотря на неpravильность контуров зерен авгита, можно все-таки считать, что при кристаллизации этот минерал подчинил себе рост кристаллов скаполита, так как очертания последнего подчиняются формам ограничений пироксена. Таким образом, основные взаимоотношения авгита с другими минералами в обр. 114 являются такими же, как и в обр. 114-а.

Обр. № 124-х. Здесь авгит находится в ассоциации с кальцитом, который слагает основную площадь шлифа, заполняя все промежутки между зернами пироксена (фиг. 13). Последний обычно характеризуется изометричными, угловатыми или сглаженными, иногда ячеистыми очертаниями зерен и явным идиоморфизмом по отношению к карбонату. Зерна кальцита отличаются совершенно ровными, не изогнутыми двойниковыми полосками и плоскостями спайности и резкими границами с пироксеном.



Фиг. 13. Авгит и кальцит.
Обр. № 124-х. Снято без
анализатора. х 23.

3. Бурая и зеленая роговая обманка

а/ Бурая роговая обманка

Как уже было отмечено при описании пироксенов, этот минерал часто встречается в виде вростков и каппы обрастания, развивающихся по авгиту. Однако в двух образцах

было встречено более широкое развитие бурой роговой обманки, играющей здесь роль главного минерала шлифа. Не останавливаясь на обычных свойствах амфибола (формы ограничения, спайность, угол между системами спайности и др.) необходимо отметить некоторые особенности оптических свойств бурой роговой обманки образцов 110-1 и 110-4.

№ обр.	П л е о х р о и з м			Дву- пре- ломление	$\angle$ cNg	$\angle$ 2 v
	Ng	Nm	Np			
110-1	светло- бурый	желто- ватый бурый	почти бес- цветный, слабо бу- роватый	0,017	20°	(-)72°
110-4	"	"	"	0,018	19°	(-)86°

Углы cNg и 2 v измерялись на столике Федорова, причём $\angle$ 2 v определялся по одной темноте. Приведенные оптические свойства хорошо соответствуют данным, имеющимся у А.Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953), за исключением несколько завышенного угла 2 v. Однако А.Г. Бетехтин (1950) указывал, что среднее значение этой величины для обыкновенных роговых обманок около 80°. Отсюда, учитывая и все остальные свойства описываемых амфиболов, нет основания сравнивать их с другими представителями этой группы силикатов.

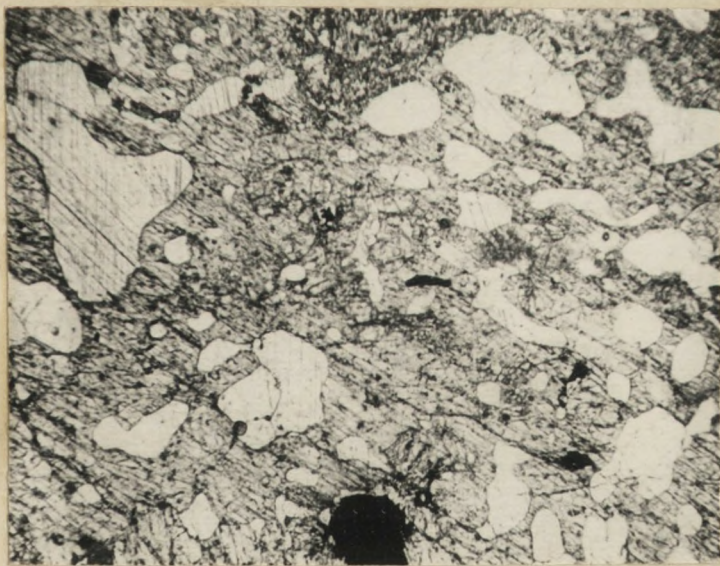
Необходимо также остановиться на структурных особенностях этих двух образцов.

Обр. № 110-1. Преобладающая площадь шлифа (около 95%) сложена кристаллическим, довольно равнозернистым агрегатом бурой роговой обманки, имеющей неправильные,

зазубренные очертания зерен. Среди них равномерно распределены овальные, иногда угловатые более мелкие тела кальцита, расположенные или на границе соседних зерен амфибола, или в самих зернах. Кроме того, в роговой обманке содержатся мелкие розетовидные, радиальнолучистые включения хлоритоподобного бесцветного минерала, явно развивающегося по спайности амфибола.

Необходимо отметить, что формы ограничения кальцита, как правило, подчинены или направлению спайности или контурам зерен роговой обманки.

Обр. № 110-4. Характерной особенностью образца является наличие довольно крупных (около 10 мм) зерен роговой обманки с многочисленными округлыми, изометричными, иногда изогнутыми, вытянутыми включениями



Фиг. 14. Округленные тела кальцита в роговой обманке. Образец № 110-4. Снято без анализатора. х 23.

кальцита (фиг. 14). Эта особенность строения уже отмечалась при описании пироксенов и является видимо свойственной условиям роста минералов включений. При рассмотрении этого явления в обр. № 110-4 наблюдается групповое угасание различных по величине (от 2 до 0,2 мм) тел кальцита.

кальцита (фиг. 14). Эта особенность строения уже отмечалась при описании пироксенов и является видимо свойственной условиям роста минералов включений. При рассмотрении этого явления в обр. № 110-4 наблюдается групповое угасание различных по величине

б/ Зеленая роговая обманка

Встречается в некоторых образцах и отличается зеленоватым, иногда буровато-зеленоватым оттенком и очень слабым плеохроизмом. В большинстве случаев представлена мелкими (до 1 мм) зернами неправильных очертаний, занимающими промежутки между пироксеном (обр. 108-а, 106-б). Однако в шлифах обр. 108-б и 124 встречены более крупные формы с отчетливой спайностью, позволяющие определить более точно некоторые оптические константы минерала. Так, например, для роговой обманки обр. 108-б по замерам на столике Федорова угол cNg равен 13° , причем при измерении этой величины в шлифе 124 были получены (без столика Федорова) почти такой же результат (14°).

а/



б/



Фиг. 15. Зависимость контуров роговой обманки от направления спайности кальцита (а) и обратное взаимоотношение (б). Обр. 108-б. Снято без анализатора. $\times 23$.

Взаимоотношение зеленой роговой обманки с другими минералами такое же как и для бурой. Также наблюдается отчетливое развитие амфибола (обр. 124) в краевых частях

пироксена и наличие округлых тел карбоната, расположенных в самих зернах роговой обманки или на границах между ними.

Кроме того, в обр. № 108-б можно наблюдать ясную зависимость между контурами зерен кальцита и роговой обманкой. В одних случаях границы зеленой роговой обманки подчинены направлению спайности кальцита, в других - наоборот. Такая особенность уже отмечалась при описании пироксенов ряда диопсида-геденбергита (обр. М-5).

Исходя из всего этого, чтобы избежать повторений, можно не приводить более детального описания взаимоотношений зеленой роговой обманки с другими минералами на примерах конкретных образцов, так как этим вопросам было уже уделено достаточно внимания.

4. Паргасит

Является довольно распространенным минералом многих образцов. Иногда он встречается в небольших количествах, уступая по площадному развитию в шлифе пироксенам и кальциту, но чаще всего паргасит является главным минералом включений.

Наиболее важные оптические свойства паргасита можно охарактеризовать на примерах некоторых образцов.

№ обр.	П л е о х р о и з м			Nq-Np	$\angle cNg$	$\angle 2V$
	Ng	Nm	Np			
M-5	желто- вато- зеленый	желто- вато- зеленый	желтоватый почти бес- цветный	0,020	22°	(+) 81°
2-а	густо- бурый	бурый	светлый буро- вато-желтый	0,020	12°	(+) 64°
2-б	бурый	бурый	светлобуро- ватый	0,020	20°	(+) 80°
110-2	светло- бурый	светло- бурый	светложелто- ватый	0,018	14°	(+) 78°
110	бурый	бурый	светлобурый	0,022	18°	(+)
124-б	желто- зеленый	желто- зеленый	светлый зе- леновато- желтый	0,018	21°	(+)

Углы cNg и $2V$ образцов M-5, 2-а, 2-б и 110-2 определялись на столике Федорова, причем углы $2V$ были измерены по одной темноте. Для образца M-5 были измерены иммерсионным методом показатели преломления: $Ng = 1,656 \pm 0,002$; $Nm = 1,643 \pm 0,003$; $Np = 1,633 \pm 0,003$. Двупреломление паргасита этого же образца измерялось при помощи компенсатора Берекша, остальные цифровые показатели этой величины, из за отсутствия в шлифах минералов, позволяющих определить его толщину, несколько ориентировочны.

Если воспользоваться константами паргасита с острова Паргас, то они не совсем соответствуют нашим определениям. Креутц (S.Kreutz, 1908), проводивший детальное описание паргасита отмечал следующие характерные для него показатели: cNg от $27^{\circ}15'$ до $27^{\circ}36'$, $Nq-Np$ от 0,24 до 0,027, $2V$ от $+51^{\circ}55'$ до $+59^{\circ}30'$. Отсюда можно видеть,

что паргаситы описываемых включений отличаются от таковых же острова Паргаса большими углами $2V$ и меньшими значениями $\angle cNg$ и величины двупреломления.

Однако это не дает основания считать паргаситы включений каким-либо другим представителем группы амфиболов, так как у других авторов отмечается весьма отчетливое изменение оптических констант паргаситов и даже имеются указания на то, что эти минералы обладают целой гаммой оптических свойств, то приближаясь к паргаситам Финляндии, то к обыкновенным роговым обманкам.

Весьма близок к обыкновенным роговым обманкам паргасит, константы которого ($2V + 83,5^\circ$; $cNg - 15^\circ$; двупреломление 0,027) приводятся А.А.Полкановым (1935).

Наиболее характерны данные Д.С.Коржинского (1936), который приводит оптические константы паргаситов Алданской плиты. При этом отмечается, что $\angle cNg$ изменяется у них от 21° до $29,5^\circ$, угол $2V$ от $+58,5^\circ$ до $+86,5^\circ$. Двупреломление Алданских паргаситов около 0,018.

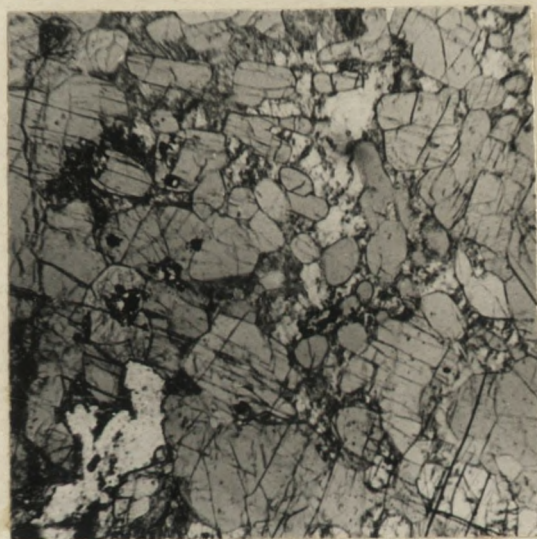
Паргаситы Главного флогопитового рудника (Слюдянка) по данным этого же автора (Коржинский, 1945) характеризуются: $Nq-Np$ от 0,017 до 0,020; $2V$ от $+67^\circ$ до $+77^\circ$; $\angle cNg$ от 21° до 27° .

Таким образом, измеренные нами константы паргаситов силикатных включений вполне отвечают таковым же приведенным у Д.С.Коржинского и позволяют с достаточной уверенностью проводить диагностику этого минерала.

Для полного представления о характере структурных взаимоотношений паргасита с другими минералами необходимо остановиться на этом, пользуясь некоторыми образцами.

Обр. М-5. В этом образце разномзернистый (от 0,1 до 4 мм) зеленоватый паргасит находится в парагенезисе с диопсидом-геденбергитом, скаполитом и плагиоклазом. Зерна паргасита обычно неправильных очертаний, почти изометричные, иногда угловатые или округленные, свежие.

Взаимоотношение паргасита с диопсидом-геденбергитом уже было рассмотрено при описании последнего, поэтому здесь необходимо остановиться на характеристике этого явления с другими минералами. В первую очередь это касается скаполита, с которым паргасит дает отчетливые и резкие границы. Иногда скаполит занимает промежутки между зернами паргасита, подчиняясь при этом формам ограничения амфибола. В других случаях



Фиг. 160 Округленные зерна паргасита в скаполите. Обр. № М-5. Снято без анализатора. х 23.

(фиг. 16) в шлифе наблюдаются довольно крупные

(до 12 мм) площади скаполита, одновременно угасающие при повороте столика микроскопа, с большим количеством неправильных и овальных вытянутых зерен паргасита. Угасание этих зерен часто групповое, при чем создается впечатление, что отдельные разрозненные зерна амфибола ранее были одним монолитным зерном, сплошность которого была нарушена за счёт роста скаполита. При этом необходимо

отметить, что по наблюдениям в шлифе, скаполит не всегда сам непосредственно развивался по амфиболу, а возникал из агрегата мелких зерен карбоната, плагиоклаза и клиноцоизита. Это следует из того, что чистый скаполит редко встречается в непосредственном контакте с паргаситом.

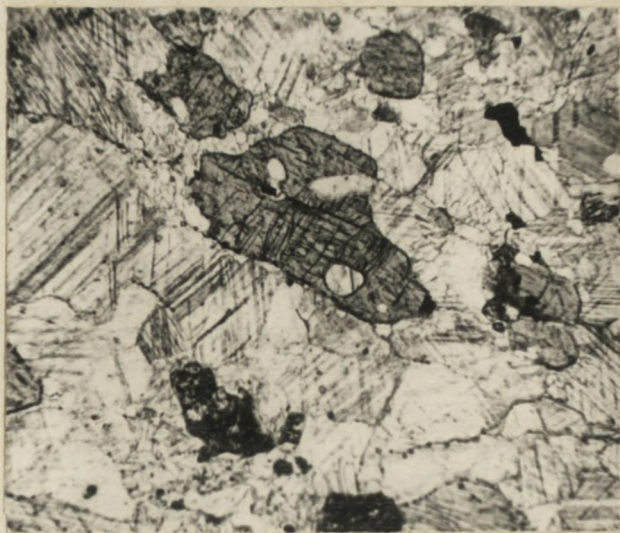
Обычно эти краевые участки, в той или иной степени, бывают переполнены агрегатом указанных минералов, причем среди них встречаются мелкие зерна скаполита, роль которых увеличивается при удалении от амфибола. В отдельных случаях наблюдается отчетливое развитие мелкокристаллического агрегата карбоната, плагиоклаза, клиноцоизита и, отчасти, скаполита по паргаситу, выражающееся в изъеденной, нерезкой границе их с заливообразными углублениями на месте трещин спайности амфибола.

Взаимоотношение плагиоклаза (имеются ввиду крупные, ясно сдвойникованные зерна) с паргаситом улавливается отчетливо, причем наблюдается ясное подчинение контуров плагиоклаза очертаниям паргасита.

Обр. 2-а и 2-б. Обр. 2-б взят из самого включения, а обр. 2-а из окружающей силикатную породу массы мрамора с отдельными зернами амфибола.

Обр. 2-б сложен (на 95%) неправильными, угловатыми, зазубренными зернами (от 0,2 до 3 мм) буроватого паргасита. Отдельные участки между ними заполнены розетковидными, радиальнолучистыми агрегатами бесцветного хлорита, как бы разъедающего окружающий амфибол. Наиболее отчетливо это явление наблюдается в самих зернах паргасита, где можно наблюдать превращение его в хлорит, который чаще всего развивается по спайности паргасита в виде мелких табличек.

Обр.2-а интересен с точки зрения взаимоотношения паргасита с окружающим его агрегатом зерен кальцита. Здесь весьма отчетливо выступает округленность, как бы "оплавленность" зерен амфибола (фиг. 17), уже отмеченная при описании предыдущих минералов. В шлифе встречаются как отдельные, мелкие (от 0,5 до 1,5 мм), округлые зерна паргасита, так и более крупные (до 10 мм) формы с ячеистой структурой:



Фиг. 17. Угловато-округлые зерна паргасита в мраморе. Обр.2-а. Снято без анализатора. $\times 23$.



Фиг. 18. Характер границ между кальцитом и паргаситом. Обр. № 124-б. Снято без анализатора. $\times 23$.

Обр. 124-б. В этом образце, так же как и в предыдущем случае, наблюдаются плавно изгибающиеся, резкие границы кальцита с буроватым паргаситом (фиг. 18.). Зерна кальцита, располагающиеся между паргаситом, имеют неправильные очертания; иногда имеются и округлые, мелкие тела карбоната, ситовидно размещенные в амфиболе.

Такое же взаимоотношение кальцита с амфиболом наблюдается и в других образцах.

5. Скаполит

Встречается наиболее отчетливо в образцах № 114, 114-а и М-5, где он или значительно уступает по площади развитию пироксенам и амфиболом, или присутствует с ними в равных количествах.

Макроскопически в штуфе плохо заметен, слагая малые светлые участки среди темной массы породы. Под микроскопом обычно отличается довольно высокими цветами интерференционной окраски, пестрыми тонами ее и обильными включениями карбоната, плагиоклаза и клиноцоизита. Одноосен, отрицателен. Для скаполита обр. № 114 были измерены показатели преломления: $n_m = 1,580 \pm 0,004$, $n_p = 1,552 \pm 0,003$.

Согласно данным А.Н.Винчелл и Г.Винчелл (1953) по составу скаполит отвечает миццониту, т.е. отличается преобладанием мейонитовой молекулы.

Двупреломление скаполита обр. № М-5 (учитывая, что толщина шлифа была определена по плагиоклазу при помощи компенсатора Берекса) согласно таблице Мишель-Леви (Луицкий, 1947) равно 0,028 - 0,030. Полученная величина мало расходится с разностью показателей преломления, измеренных иммерсионным способом в обр. № 114.

Останавливаться на описании отдельных образцов, в которых встречается скаполит, нет необходимости, так как по существу это уже было сделано при характеристике других минералов.

Остается только заметить, что очень затруднительно ре-

шить вопрос о последовательности образования самого скаполита и агрегата мелких, различно ориентированных зерен плагиоклаза, кальцита и клиноцоизита, располагающегося или по краям зерен скаполита или внутри их. Здесь остается неясным, или образование этого агрегата происходило одновременно со скаполитом, или он (агрегат) возникал при разрушении скаполита. Последнее все-таки более вероятно, так как в отдельных участках наблюдается как бы разъедание самого скаполита агрегатом названных минералов, причем контуры границы обычно подчинены кристаллографическим направлениям миццонита.

Решать вопрос о том, что являлось исходным материалом при образовании скаполита (или он развивался по плагиоклазу, или возникал за счёт других минералов, или в образовании его существенную роль играли водные растворы) также трудно. Здесь необходимо только заметить, что формы ограничения зерен этого минерала не дают возможности говорить об его развитии по плагиоклазу, так как они довольно изометричны. Однако это не дает все же уверенности в отсутствии ранее в породе полевых шпатов, так как процесс скаполитизации мог зайти настолько далеко что были ликвидированы все остатки первичного материала.

Таким образом, пока что, фактический материал не позволяет сделать какого-либо определенного вывода относительно процесса образования скаполита.

6. Кальцит

Обладает всеми свойственными этому минералу оптическими свойствами. Характерной особенностью кальцита, раз-

витого в массе силикатного материала включений, является относительно слабая (по сравнению с окружающим мрамором) изогнутость плоскостей спайности и двойниковых полосок. Взаимоотношение кальцита с другими минералами было достаточно освещено при предыдущем описании.

7. Минералы, играющие роль примесей в силикатных включениях

Соединя этих минералов можно отметить: плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, сфен, апатит, пирит, кварц, клиноцоизит. Большинство из них являются гистерогенными образованиями, не свойственными самому генезису включений; некоторые же несомненно возникли одновременно со всей силикатной массой.

Плагиоклаз. Встречается в виде двух разновидностей. Иногда он образует мелкие (до 1 - 1,5 мм), отдельные, ясно сдвойникованные зерна, расположенные среди других силикатов. В обр. М-5 обнаруживается отчетливое подчинение контуров плагиоклаза ^{границам} ~~отчетливым~~ зерен паргасита. По замерам на столике Федорова плагиоклаз этого образца относится к лабрадору (№ 50-52).

Скорее всего эта разновидность плагиоклаза образовалась одновременно с возникновением основных минералов включений.

Другой тип плагиоклаза встречается совместно с/скаполитом, среди агрегата мелких зерен карбоната и клиноцоизита. Для него характерно отсутствие двойников. Другие свойства (обычное двупреломление, двуосен, положительн)

позволяют считать его также лабродором, хотя не исключена возможность, что это и альбит.

Биотит. Встречен в одном образце (124-х) в виде мелких (до 2-3 мм) листочков с ясным буроватым плеохроизмом и прямым угасанием.

Мусковит. Встречен в двух образцах (124-х и 205). Характеризуется так же как и биотит разными контурами, не зависящими от окраски окружающих зерен.

Хлорит. Обычно бесцветен. Развивается по амфиболам. Часто дает розетковидные и радиальнолучистые агрегаты с низким двупреломлением и почти прямым угасанием. Типичный гистерогенный минерал.

Сфен. Встречается редко в виде отдельных, чаще всего ромбовидных зерен.

Апатит. Образует отдельные, редко встречающиеся зерна с низким двупреломлением, прямым угасанием и отрицательным знаком зоны минерала.

Пирит. Присутствует почти во всех включениях и хорошо заметен макроскопически. Образует отдельные, равномерно распределенные ограниченные или сгустокообразные формы.

Кварц. Встречается только в виде оторочек вокруг зерен пирита и, несомненно, как и пирит является гистерогенным образованием.

Клиноцоизит. Встречается в виде мелких, неправильных зерен с аномальной интерференционной окраской. Двуосный, положительный, имеет большой угол оптических осей.

Условия образования силикатного материала в графитистых мраморах

1. Минералогический состав и структурные особенности включений, как критерий выяснения их генезиса

Для правильного использования минералогического состава при решении вопроса генезиса включений нужно из всех минералов, встречающихся в них, выделить группу, которая играет наиболее важную роль в строении включений и придает им определенный специфический облик. Несомненно, что сюда нужно отнести только те минералы, образование которых происходило в основные моменты формирования силикатных тел, и исключить все гистерогенные, не свойственные самому генезису включений и появившиеся уже после их оформления как кристаллических образований описанного облика.

К наиболее важным минералам, при помощи которых можно будет решить вопрос генезиса включений относятся: пироксен ряда диопсид-геденбергит, авгит, паргасит, бурая и зеленая роговые обманки, скаполит, кальцит.

Для силикатных тел можно выделить целый ряд характерных минеральных ассоциаций:

1. Диопсид-геденбергит + зеленая роговая обманка + кальцит
2. Диопсид-геденбергит + паргасит + скаполит + кальцит.
3. Авгит + скаполит + кальцит.
4. Диопсид-геденбергит + кальцит.
5. Авгит + паргасит + кальцит.
6. Диопсид-геденбергит + бурая роговая обманка + кальцит.

Кроме того, весьма характерным для включений является иногда их мономинеральный состав. Имеются силикатные тела, состоящие или почти из одного диопсида-геденбергита, или паргасита, или бурой роговой обманки.

Отсюда, первое, что бросается в глаза при рассмотрении минеральных ассоциаций включений, это бедность их минеральными видами. Чаще всего силикатные тела сложены тремя и двумя минералами (включая кальцит), реже наблюдается четыре минерала и даже один. Анализируя это свойство необходимо заметить, что такая закономерность часто характерна для пород, в образовании которых существенную роль играли процессы метасоматизма. Д.С.Коржинский (1945) отмечал, что для метасоматических пород архея Восточной Сибири, за исключением некоторых акцессорных минералов, число минералов (за исключением кальцита), слагающих эти породы не превосходит трех и очень часто может снижаться до одного. Таким образом, с этой точки зрения, возникновение включений может быть связано с процессами метасоматизма.

К этому же выводу можно прийти, если учесть, что многие минералы включений являются весьма характерными для карбонатных пород, подвергнутых метаморфизму в условиях контакта с другими некарбонатными породами. Наиболее показательны в этом отношении паргасит и скаполит.

Паргасит весьма широко известен из карбонатных пород Финляндии (Сушинский, 1912; Kreutz, 1908), в архее Прибайкалья (Коржинский, 1945, 1947) и в архейских мраморах Алданской плиты (Коржинский, 1936). Во всех назван-

ных районах этот минерал имеет чаще всего метасоматическое происхождение.

Скаполит чаще всего встречается в этих же условиях, нередко совместно с паргаситом. В кристаллических известняках он довольно обычен (Коржинский, 1945; Бобровник, 1948; Бетехтин, 1950 и др.). Если предположить, что скаполит включений не является вторичным по плагиоклазу (а это вполне возможно, так как в обр. М-5, где имеется скаполит, плагиоклаз довольно свежий и не подвергнут процессу скаполитизации), то наличие его в силикатных включениях также свидетельствует об формировании их при наличии метасоматических процессов.

Другие минералы включений: диопсид-геденбергит, авгит, обыкновенные роговые обманки и более редко встречающиеся плагиоклаз и слюды, хотя и могут возникать в других условиях, всё же весьма часто присутствуют в типичных метаморфических, метасоматических образованиях, часто играя роль главных их минералов.

Уже указывалось, что предыдущие исследователи северной оконечности Кузнецкого Алатау, в той или иной степени занимаясь вопросом генезиса включений, сравнивали их по составу то с амфиболитами, то с габбро. Совершенно очевидно, что приведенные минералогические ассоциации включений, как с точки зрения входящих в них минералов, так и в отношении количественных соотношений между последними, не позволяют проводить такого сопоставления. Обращает на себя внимание и тот факт, что среди пород, развитых в районе, нет совершенно аналогичных по минералогиче-

скому составу силикатным включениям толщи графитистых мраморов. Этим самым подчеркивается специфика условий образования силикатного материала, не связанного, скорее всего, с некарбонатными породами, окружающими мраморы, и являющихся присущими только самой толще графитистых мраморов.

Структурные особенности силикатных включений также заслуживают внимания. Прежде всего, при изучении структур этих пород и, особенно, характера идиоморфизма отдельных минералов, отчетливо вырисовывается весьма слабое проявление этого свойства. Во всяком случае, по наблюдениям над взаимоотношениями отдельных, главных минералов включений, нельзя отождествлять по структурам описываемые породы с магматическими, в которых чаще всего проявляется довольно четко порядок выделения минералов. Это заставляет оценивать структуры включений как гранобластовые, так как в них имеется целый ряд признаков, присущих метаморфическим породам. Так, например, уже отмечалось выше, что в силикатных породах трудно, а иногда и невозможно определить порядок образования минералов и можно только говорить о их идиобластезе, обусловленном не порядком выделения, а силой их кристаллизации. В этом отношении, по степени идиобластеза минералы включений можно расположить в последовательности, отвечающей кристаллобластическому ряду, приведенному у многих авторов (Грубенман и Ниггли, 1933; Полканов, 1931; Кузнецов, 1956 и др.). Таким образом, общая оценка структур включений сближает их с метамор-

фическими породами, а отсутствие каких-либо проявлений сланцеватости позволяет считать, что их формирование происходило в обстановке равностронного давления.

Особое место нужно уделить различным ситовидным, ячеистым деталям структур силикатных тел и наличию в породах округленных, как бы "оплавленных" зерен.

"Оплавленность", округленность кристаллов, весьма свойственная некоторым типам карбонатных метаморфических пород (чаще контактовых с проявлением метасоматоза) давно уже привлекала внимание исследователей.

Вейншенк (Weinschenk, 1902) указывал на широкое развитие в контактовых перекристаллизованных известняках зерен силикатов, имеющих округлые контуры с чашеобразными, заливоподобными углублениями. Это он объяснял большой подвижностью вещества (вероятно в виде гидротермальных растворов - В.Х.) в карбонатных породах, однако не давал достаточно конкретного объяснения причинности возникновения таких форм.

Весьма обстоятельно изложены взгляды различных исследователей по этому вопросу в работе П.П.Сущинского (1912), который упоминает, что некоторые исследователи (Гофман, Эммонс) объясняли округлость очертаний силикатов в карбонатных породах частичным плавлением зерен; другие же (Sterry Hunt) связывали это явление с растворяющим действием горячих водных растворов. Сам П.П.Сущинский (1912), описывая контактовые известняки Финляндии и наблюдая характеризующее явление, присоединялся к сторонникам растворения зерен силикатов, отмечая при

этом благоприятное влияние пластичной карбонатной массы.

Д.С.Коржинский (1936) связывает "оплавленность" силикатов в мраморах Алданской плиты с большой однородностью карбонатной породы, как среды, вызывающей развитие правильных сферических форм.

Д.П.Бобровник (1948, 1953) указывает на широкое развитие "оплавленности" зерен силикатов в кристаллических известняках, встречающихся в виде ксенолитов среди магматических и метаморфических пород. В одной из своих работ этот автор (Бобровник, 1948) связывает "оплавленность" зерен с растворяющим действием гидротерм.

Совершенно очевидно, что у исследователей, занимающихся вопросом округленности зерен силикатов в карбонатных породах, подвергнутых контактовому метаморфизму (и, несомненно, метасоматозу) нет еще единого мнения о причинах этого явления. Однако, широкое развитие "оплавленности" только в определенных условиях, позволяет придавать ей роль показателя наличия метаморфических и, особенно, метасоматических процессов.

Рассмотрим явление округленности, "оплавленности" кристаллов различных минералов в графитистых мраморах и самих силикатных телах, проявление которого для них очень характерно.

Наиболее часто описываемые формы зерен проявляются при размещении какого либо минерала среди поля другого. Так например, в обр. 2-а (фиг. 18) зерна буроватого паргасита распределены среди кристаллического агрегата кальцита и имеют округлые контуры, а иногда содержат в себе

включения овальных тел карбоната. Наличие таких включений в самих зернах паргасита указывает на рост зерен силикатов в уже сформированной карбонатной породе, захватывающих при этом участки карбоната. Необходимо подчеркнуть, что в обр. 2-а имеются как округлые контуры паргасита среди карбонатного поля, так и сам карбонат в виде "оплавленных" тел внутри амфибола. Поэтому, если объяснить образование округлых границ между силикатом и кальцитом растворением, то возникает следующее противоречие. Если растворяется силикат, то почему возникли округлые тела кальцита среди зерен паргасита, что скорее всего свидетельствует о развитии амфибола за счет кальцита, а не наоборот. Если же предположить, что в условиях насыщенности растворов различными некарбонатными примесями происходило все же растворение кальцита и рост силиката, то очень трудно представить, чтобы растущие зерна паргасита приобретали сразу же "оплавленные" очертания. Растущие зерна минералов, даже при наличии однородной вмещающей среды, обычно дают кристаллическую, угловатую огранку и только при растворении дают округлые контуры.

Этих противоречий можно избежать, ^{если} выясняя причины "оплавленности" паргасита, окруженного кальцитом, и кальцита, включенного в паргасите, не говорит об одновременности процессов, вызывающих эту округленность. В свете этого образование "оплавленных" зерен может быть представлено следующим образом.

В связи с изменением физико-химических условий существования карбонатной породы (в сторону усиления дейст-

вия факторов метаморфизма) в ней, скорее всего за счет первичных некарбонатных примесей, при участии порового раствора начинается рост правильно ограненных кристаллов амфибола, захватывающих при этом участки кальцита менее устойчивого и обладающего меньшей кристаллизационной силой. Эти захваченные участки как бы усваиваются паргаситом при его росте (CO_2 как вполне подвижное соединение может выноситься, а CaO входит в состав растущих зерен паргасита). Наиболее интенсивно разрушаются таким путем ~~выступающие~~ выступающие участки тел кальцита, что и приводит к образованию округлых его форм. Доказательством того, что возникновение округлых включений кальцита в паргасите не является одновременным с "оплавленностью" самих зерен амфибола, является присутствие в обр. 2-а угловатых зерен паргасита, содержащих внутри округленые тела карбоната. Несомненно, что в период интенсивного роста зерен амфибола наблюдается такое сочетание температуры, давления и характеристики порового раствора, которое благоприятствует малой подвижности элементов, входящих в состав паргасита.

Однако, в дальнейшем условия роста зерен силиката могут измениться и он станет неустойчивым среди карбонатной массы и начнется уже вторая стадия, стадия возникновения округлых внешних контуров кристаллов паргасита. Это несомненно происходило еще до окончания перекристаллизации самих мраморов, так как в контакте с "оплавленными" зернами паргасита находится такие же как и в карбонатной породе крупные кристаллы кальцита, имеющие резкие границы с амфиболом. В итоге, наиболее усиленно под-

вергаются разрушению угловатые, выступающие части амфибола, которые как бы замещаются кристаллами кальцита.

Д.И.Бобровник (1948) также высказывался за вторичность явления "оплавленности" зерен диопсида и скаполита, возникающей уже после их кристаллизации. Интересно одно наблюдение этого автора (Бобровник, 1948), который отмечал, что контакты между скаполитом и диопсидом обычно угловатые, а границы этих же минералов с окружающим кальцитом "оплавлены". В этом Д.И.Бобровник видел доказательство растворения силикатов гидротермами, но не объяснял, почему они не воздействовали на участки контактов между скаполитом и диопсидом. Наблюдаемый случай скорее всего объясняется тем, что здесь главную роль играло качество порового раствора, более насыщенного некарбонатными веществами на границе диопсида и скаполита и менее насыщенного этими же соединениями (это и вызывало растворяющее действие) на контакте этих минералов с карбонатом.

Ситовидные, ячеистые структуры, как было уже отмечено, весьма свойственны включениям. Имеются отчетливые примеры наличия карбоната, ситовидно расположенного в зернах салита (фиг. 10) или бурой роговой обманки (фиг. 14). Детали более слабо выраженной ячеистой структуры также заметны при развитии авгита среди агрегата зерен скаполита (фиг. 12). В обр. М-5 были встречены округлые тела паргасита, расположенные в неправильных зернах скаполита.

Несомненно, что развитие отчетливых ситовидных структур является весьма наглядным примером, доказываю-

щим метаморфическое происхождение силикатных тел, при значительном участии метасоматических процессов. Это, прежде всего, вытекает из того, что ситовидные структуры свидетельствуют об изменении условий существования породы, вызывающем более интенсивный рост отдельных минералов, захватывающих при этом участки других, что происходит в твердой среде при деятельном участии поровых растворов. Последние, как это обстоятельно было показано Д.С.Коржинским (1940), присутствуют почти во всех процессах метаморфизма, совершающегося при обычных температурах, и, несомненно, играют ведущую роль при формировании метасоматических пород, благоприятствуя более усиленной диффузии вещества (Коржинский, 1950, 1953).

Необходимо также отметить, что в отдельных случаях возникновение ситовидных, ячеистых структур хорошо объясняется с точки зрения относительной подвижности отдельных элементов (Коржинский, 1948, 1953). Если воспользоваться рядом подвижности элементов Д.С.Коржинского для расшифровки генезиса ситовидных структур (кальцит в сапфире и в буровой роговой обманке), то в свете этого развития амфиболов и пироксенов за счёт кальцита может быть объяснено тем, что при выносе более подвижного CO_2 инертный кальций может оставаться в самой массе, обогащенной также малоподвижными компонентами, которые при наличии CaO могут давать пироксены или амфиболы, растущие при одновременном разрушении зерен кальцита. Несомненно, что если из первичных примесей в породе будут присутствовать только соединения железа, магния и кремния, то в виде

новообразований будут возникать пироксены ряда диопсид-геденбергит. В случае присутствия в достаточных количествах еще соединений алюминия и натрия возникают обыкновенные роговые обманки, часто сменяющиеся, при избыточном количестве алюминия и малом содержании железа, паргаситом. Нужно вообще заметить, что в наиболее отчетливых ситовидных зернах минерал самого зерна чаще всего состоит из менее подвижных элементов, а включения в нем содержат в своем составе наряду с инертными более подвижные элементы.

Однако, к сожалению, мы не можем установить каких-либо проявлений зональности в составе самих тел силикатного материала, что объясняется, повидимому, интенсивным проявлением метасоматизма, вызвавшего довольно равномерное изменение первичного некарбонатного материала. К тому же, силикатные тела имеют обычно малые размеры, что также благоприятствовало равномерному ходу изменения их состава и структурных особенностей.

2. Основные черты метаморфизма силикатных тел

Переходя к вопросу об особенностях метаморфизма силикатных тел, прежде всего нужно остановиться на связи включений с проявлениями катаклаза, широко распространенными в толще графитистых мраморов. Можно считать, что эта особенность, возникновение которой связано с определенным временем существования карбонатной толши, по своему выражается в ее отдельных частях, причем участки, содержащие включения, занимают по степени катаклаза промежуточное положение между сильно и слабо катаклазиро-

ванными разностями и ближе стоят к последним. Отчетли-
вое ^{проявление} ~~параметризм~~ катаклаза, при полном отсутствии
перекристаллизации дробленого агрегата мелких зерен,
указывает на связь этого явления с последними в районе,
наиболее отчетливыми складчатыми движениями, имеющими
скорее всего каледонский возраст.

Совершенно очевидно, что попытка связать катаклаз
(время сильного бокового давления) с более ранними перио-
дами складчатости не будет достаточно обосновываться фак-
тическим материалом, так как тогда нельзя будет найти
проявлений тех подвижек, в результате которых залегаю-
щие в нескольких километрах среднекембрийские породы
были собраны в крутые, часто даже опрокинутые складки.
С временем этой складчатости только и можно связать ин-
тенсивное дробление графитистых мраморов.

А.С.Мухин (1947) и А.С.Кириллов (1948) связывали
как метаморфизм толщи графитистых мраморов, так и воз-
никновение включений, с подвижками, происходившими пос-
ле среднекембрийского времени. Отсюда необходимо рассмот-
реть возрастные соотношения между возникновением про-
цессов катаклаза ^и образованием включений (имеется ввиду
их оформление как кристаллических тел) и перекристалли-
зацией самой толщи мраморов.

Еще во время полевых наблюдений было замечено, что
наиболее крупные включения окружены тонкой (до несколь-
ких см) каймой мрамора, отличающегося более сильно
изогнутыми плоскостями спайности кальцита. Для расшифров-
ки этого явления были изготовлены шлифы с целью изучения

контакта включений с окружающим мрамором.

В результате изучения этих шлифов было установлено наличие сильного катаклаза мрамора в контакте его с включением, причем степень раздробленности заметно снижалась по мере удаления от включения.

Зерна силикатов, расположенные среди дробленого агрегата кальцита обычно несколько деформированы и обладают волнистым угасанием. Иногда вокруг них степень раздробленности кальцита возрастает. Мощность каймы более сильно катаклазированного мрамора изменяется в пределах 1-2 см.

Эти наблюдения позволяют сделать вывод, что процесс катаклаза, вернее степень его проявления, подчиняется наличию в мраморах силикатных тел и отдельных кристаллов силикатов. Становится очевидным, что как сплошные тела силикатного состава, так и отдельные зерна силикатов возникли еще до развития катаклаза мраморов.

Ранее отмечалось, что окончание перекристаллизации карбонатной толщи произошло уже после оформления включений как кристаллических образований. Поэтому промежуток времени интенсивной деформации мраморов, приведший к катаклазу, отделен от момента кристаллизации силикатов периодом окончательного превращения мраморов в кристаллическую породу. Несомненно, что ~~эти~~ условия нахождения карбонатной толщи в момент завершения ее перекристаллизации и во время ее катаклаза были различны, что позволяет говорить о наличии какого-то промежутка времени между этими условиями.

Нет никакого основания связывать причины метаморфизма карбонатной толщи (а тем более и возникновение включений силикатного материала) с процессами дислокационного метаморфизма, одновозрастного с возникновением складчатых структур среднекембрийских пород, так как движения этого времени выражаются в разрушительном воздействии на метаморфические карбонатные породы и на содержащиеся в них силикаты, а не вызывают процессов перекристаллизации.

Слабое проявление катаклаза в самих монолитных включениях и в зернах кальцита, находящихся среди силикатных тел, не может служить доказательством обратного возрастного соотношения между процессами катаклаза и формированием включений, так как дробление, несомненно, не могла отчетливо проявиться в более прочных, по сравнению с мраморами, породах и выражалось только в виде обжимания карбонатной породой (с ее дроблением) участков обогащенных силикатами?

Не исключена возможность, что первоначальная форма включений не вполне отвечала наблюдаемой в настоящее время и могла характеризоваться расплывчатым, постепенным переходом с окружающим мрамором. Однако, как нам кажется, нет достаточных оснований высказываться за то, что наблюдаемые формы залегания силикатного материала полностью не соответствуют контурам его первичного захоронения. Можно считать, что современные наблюдения все-таки в какой-то мере характеризуют основные черты накопления первичного материала включений.

Для правильной оценки особенностей метаморфизма силикатных тел большое значение имеют данные спектрального анализа, проведенного для четырех включений.

силикатного материала, имеющего приуроченность к какому-то горизонту толщи графитистых мраморов, то этидвигающиеся растворы в какой-то степени должны были проникать в мраморы, окружающие горизонт с включениями.

При сравнении состава мраморов и включений можно сразу же заметить, что карбонатные породы отличаются сравнительно ограниченным количеством элементов. Среди элементов, входящих в состав включений встречаются Na, Ti, Co, Ni, Cr, K, V, Ga, то есть такие, которых нет в окружающих мраморах.

Таким образом можно подойти к выводу, что процесс оформления кристаллобластовых структур включений осуществлялся не за счёт привноса вещества из окружающих магматических и метаморфических пород, а скорее всего был связан с наличием в карбонатной толще первичных некарбонатных примесей.

Отсутствие привноса вещества подтверждается также и постоянством химических анализов проб кристаллических известняков (стр. 126), отобранных из различных участков толщи. Поэтому можно сделать вывод, что видоизменение первичной карбонатной толщи происходило без существенного нарушения её химических свойств, так как при наличии привноса вещества обогащение мрамора некарбонатным материалом должно было проявиться неравномерно и резко выразилось бы в непостоянстве химического состава.

В связи с тем, что фактический материал свидетельствует о перекристаллизации первичного материала включений без существенного привноса вещества из других

толщ, можно попытаться, хотя бы приближенно, оценить первичный характер тех некарбонатных примесей, которые при своем изменении пади в дальнейшем описываемые силикатные тела. Для решения этого вопроса можно воспользоваться результатами петрографического исследования включений, химическими анализами отдельных их представителей и условиями залегания силикатного материала.

Уже было указано, что геологические особенности залегания включений и целый ряд других фактов не дают основания связывать возникновение силикатного материала с тектоническим растаскиванием некарбонатных пород по зонам дробления. Так же несостоятельна и возможность переноса в область накопления карбонатного или обломочного материала, связанная с движениями морской воды и с таянием плавающих льдов. Попытка объяснить образование включений с видоизменением каких-либо участков карбонатной толщи, имеющих более магнезиальный состав (а это возможно, так как по мнению Д.С. Коржинского (1936) диопсидовые породы Алданской плиты возникли за счет долермитов в условиях привноса кремнезема) не будет подтверждаться фактическим материалом. В первую очередь, не говоря уже о малом содержании кремнезема в карбонатной толще, с этим не будет увязываться химический состав силикатных тел и данные спектрального анализа, указывающие на присутствие большого количества элементов, не свойственных доломитам. С другой стороны, относительная бедность всей толщи мраморов ^γманием (судя по химанализам проб кристаллических известняков) не дает основания считать, что условия накопления

ее не были довольно однообразны в смысле интенсивности осаднения доломита. Если же предположить, что доломитизация носила вторичный характер, то это также не увязывается с выдержанным химическим составом толщи графитистых мраморов.

Возникновение первичного силикатного материала в области отложения карбонатного ила, по нашему мнению, может быть связано с туфогенным характером захороняемых частиц. В литературе имеется большое количество сведений о том, что при вулканических извержениях пепел и более крупные обломки могут осаждаться на значительных расстояниях от места извержения, смешиваясь с различными по происхождению осадочными породами. Извержения вулкана не всегда будут влиять в достаточной степени на обстановку осадкообразования и отличаются периодической повторяемостью процесса. С этой точки зрения вполне объяснимо как размещение горизонта с включениями в соответствии с простиранием толщи графитистых мраморов, так и залегание силикатного материала в виде монолитных тел и тонкой сыпи зерен силикатов, часто придающих мрамору полосчатый вид. Вполне возможно, что монолитные тела возникли в результате изменения более крупных обломков, а полосы образовались за счет пеплового материала.

Однако метасоматическое изменение нарушало возникшие границы между мрамором и туфогенным материалом, которые стали менее резкими за счёт реакционного воздействия между карбонатными и силикатными частями породы.

Химическим анализам было подвергнуто два образца включений, результаты которых выглядят следующим образом:

№ образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	MgO
М - 5	39,62	15,87	1,11	9,05	0,30	0,05	11,84
108 - а	36,52	13,58	2,62	4,88	1,10	0,06	8,76

продолжение:

CaO	MnO	ППП	H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
15,68	0,20	2,38	0,54	2,31	0,75	99,71
25,29	0,06	5,20	0,20	1,01	0,15	100,68

Учитывая возможность образования материала включений за счёт твердых продуктов вулканических извержений, можно, пользуясь данными химических анализов и петрографическими особенностями, определить первоначальный характер силикатных тел в смысле связи их с магмами определенного состава. Однако необходимо подчеркнуть, что проведение этого сравнения дает весьма приблизительные, ориентировочные результаты, так как здесь очень трудно учесть наличие (хотя и в небольших количествах) не туфогенных примесей в карбонатных породах и возможность изменения первоначального состава туфового материала при его взаимодействии с окружающими мраморами.

Сравнивая петрографические особенности включений и их химический состав с таковыми же магматических по-

род (Заварицкий, 1956), можно предполагать, что образование первичного материала включений, скорее всего, было связано с извержениями лав основного состава. Об этом свидетельствует бедность включений кремнеземом (кварц в них не встречается) и широкое развитие в них темноцветных компонентов. А.Н. Заварицкий (1956), описывая бесполевошпатовые изверженные горные породы, отмечал наличие обломков перидотитов, пироксенитов и горнблендитов в пирокластических выбросах вулканов, извергающих базальтовые, реже андезитовые лавы. Быть может и материал включений представляет собой такие выброшенные обломки продуктов ранней кристаллизации основных магм, если учесть, что в некоторых случаях петрографический состав силикатных тел приближает их к ультраосновным породам.

Температурные условия и тип метаморфизма могут быть установлены путем анализа минералогического состава включений и особенностей их геологического залегания.

Прежде всего необходимо остановиться на возможном влиянии мелких тел габбровой интрузии на метаморфизм как толщи графитистых мраморов, так и содержащихся в ней включений. Толща мраморов, даже в местах, расположенных в непосредственной близости от габбровых пород, ничем не отличается от остальных своих частей, обладая довольно выдержанными текстурно-структурными особенностями, минералогическим и химическим составом. Контакты ее с небольшими телами габбро по р. Алчедат осложнены дизъюнктивными нарушениями, что в свое время было отмечено К.В. Радугиным (1933) и, по существу, не являющ

нормальными, где бы можно было выяснить влияние интрузии на карбонатные породы.

Изучая остальные участки толщи нельзя найти какую-либо зависимость между телами габбровой интрузии и интенсивностью метаморфизма карбонатной толщи, что не позволяет связывать метаморфизм ее (как это делают А.С. Мухин и А.С.Кириллов) с контактовым воздействием габбро.

Нужно сказать, что и в других районах контактовое воздействие основных пород проявляется как правило слабо. Так, например, А.И.Лебедев (1955), описывая трапповые интрузии центральной части Тунгусского бассейна, отмечал, что карбонатные породы в контакте с ними очень редко переходят в мраморизованные разности, причем мощности измененных пород чаще всего измеряются метрами. Другой исследователь сибирских траппов В.В.Ляхович (1955) сообщает более конкретные данные относительно мощности измененных карбонатных пород в контакте с основными породами. По его данным, на р. Мархе тело габбро-диабазы, мощностью около 40 м, вызвало перекристаллизацию доломита только в непосредственном контакте, а на р. Тарее известняки в контакте с такими же породами изменились на расстоянии 6-10 м.

Во всяком случае, несомненно, что при мощности толщи графитистых мраморов в устьевой части р. Алчедат около 200-300 м, в условиях отсутствия на этом протяжении тел габбро, можно было бы наблюдать какую-либо зависимость ^{ее облика} (в смысле интенсивности метаморфизма) от габбровых тел, расположенных к востоку и западу от карбонатной толщи.

К этому следует добавить, что в районе пос. Братского нет тел габбровой интрузии, однако облик толщ графитистых мраморов попрежнему остается постоянным.

Эти наблюдения не дают основания связывать метаморфозм описываемых карбонатных пород и содержащихся в них включений с влиянием имеющейся основной интрузии.

При сравнении минералогического состава включений с минералами зон У.Грубенмана и П.Ниггли (1933) можно заметить, что температуры и давления, при которых происходило образование силикатных тел, отвечают мезо- и, частично, катазоне этих авторов.

А. Харкер (1937), описывая региональный метаморфизм основных пород, также связывает наличие роговой обманки и диопсида с высокими степенями метаморфизма.

Т.Барт (1956) при характеристике важнейших регионально метаморфических минералов считает, что пироксены (авгит, диопсид) и роговые обманки свойственны средней и, отчасти, высокой степеням метаморфизма.

Указания на то, что интенсивное развитие роговой обманки и пироксенов связывается с довольно высокими степенями метаморфизма, можно найти у Ф.Дж.Тернера (1951) А.А.Полканова (1931) и других авторов.

Если сравнить состав включений с фациями глубинности мраморов Алданской плиты, выделенными Д.С.Коржинским (1936), то наиболее близко они стоят к Алданской фации, сформированной в более глубинных условиях. Одной из существенных черт Алданской фации, что и сближает ее с описываемой карбонатной толщей, является образование диоп-

сидовых пород, не приуроченных к контактам с интрузиями.

Давая общую оценку метаморфизма силикатных тел, нельзя не учитывать приуроченность их к равномерно метаморфизованной толще графитистых мраморов. Отсюда, можно считать, что возникновение включений, как метаморфических образований, совпало с наиболее интенсивной стадией регионального метаморфизма, проявившегося в результате значительного погружения всей карбонатной толщи. Своеобразие метаморфизма самих силикатных тел заключалось в реакционном взаимодействии с окружающими карбонатными породами. Такой характер метасоматического, или точнее, биметасоматического изменения облика пород довольно детально описан Д.С.Коржинским (1948, 1953), а для Западной Сибири Г.Л.Поспеловым (1955) и является характерным для условий контакта карбонатных и силикатных пород.

В результате изучения включений ~~из~~ силикатного состава в графитистых мраморах, можно сделать следующие основные выводы:

1. Изучение условий залегания включений силикатного материала в толще графитистых мраморов, их текстурно-структурных особенностей и минералогического состава не позволяет проводить их сравнение с развитыми в районе магматическими и метаморфическими породами. Тем самым опровергается мнение А.С.Мухина и А.С.Кириллова о тектоническом растаскивании даек габбро по зонам дробления и связи метаморфизма карбонатной толщи с дислокацион-

ными процессами. Это не позволяет отождествлять по возрасту толщу графитистых мраморов с кембрийскими известняками, развитыми в нескольких километрах юго-западнее села Мальцево, так как дислокационные процессы, происходящие после среднего кембрия, вызвали не перекристаллизацию карбонатных пород, а их дробление.

2. Возникновение первичного материала включений может быть связано с вулканической деятельностью, в результате которой в области накопления карбонатного ила, среди тонкодисперсного материала периодически накапливались твердые продукты извержений.

3. Формирование включений, как кристаллических тел описанного облика, связано с региональным метаморфизмом всей толщи графитистых мраморов и происходило без существенного привноса вещества из окружающих некарбонатных пород. Большую роль здесь играло биметасоматическое взаимодействие силикатного материала с окружающей массой карбонатной породы.

ГЛАВА IV

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД РАЙОНА И ИХ
ОЦЕНКА КАК ОДНОВОЗРАСТНЫХ ИЛИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙПетрографическое описание толщи графитистых мраморов

Графитистые мраморы пользуются значительным распространением среди древних метаморфических пород северной оконечности Кузнецкого Алатау и широко известны за пределами изученного района.

Наиболее детально толща изучалась в районе с. Мальцево, где, благодаря наличию большого количества обнажений и проводившихся геолого-разведочных работ, это было наиболее доступным. Кроме того, были осмотрены обнажения мраморов у пос. Братского и изучены особенности строения карбонатных пород с точки зрения сравнения их с мраморами района с. Мальцево.

Для более отчетливого представления особенностей петрографии графитистых мраморов, необходимо осветить это на примере целого ряда обнажений.

Санаторское обнажение

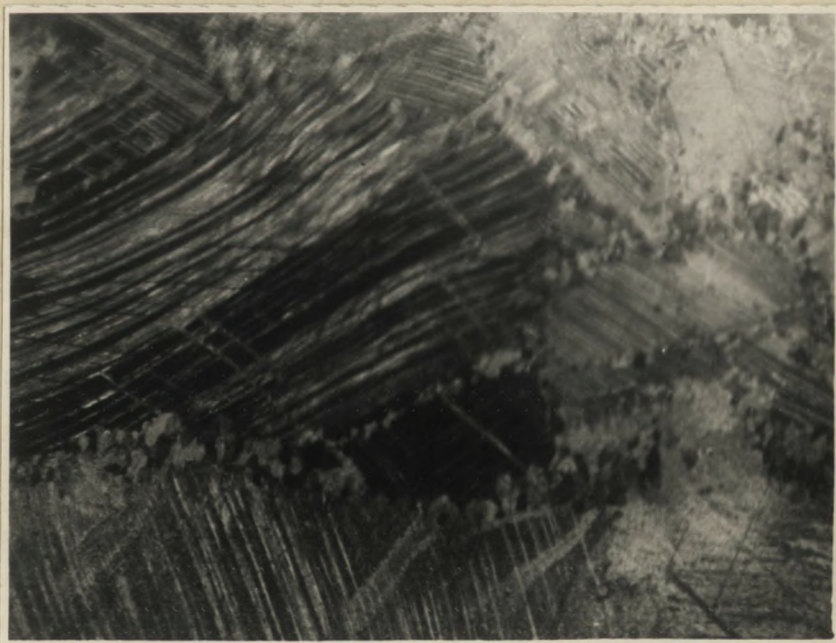
Расположено на левом берегу р. Золотой Китат, в 2 км ниже по течению реки от северной окраины с. Мальцево. Макроскопический характер мраморов, слагающих это обнажение, ничем не отличается от их облика, наблюдаемого в других участках. Обычно это неравномернозернистые, грубо- и крупнозернистые, светлосерые, иногда почти белые породы с участками, имеющими голубоватый или розоватый оттенок. Текстуры их чаще всего массивные и очень редко в отдельных участках слабо сланцеватые. Среди примесей,

наблюдаемых в штуфах, наиболее часто присутствуют графит, мусковит и пирит, часто превращенный в лимонит.

В северной части обнажения в мраморах имеются включения силикатных тел, которых совершенно нет в южной его части.

Микроскопическое описание мраморов можно дать на примере двух шлифов, изготовленных из сероватой массивной разновидности (обр. С-4) и из слабо сланцеватого почти белого мрамора (обр. С-1).

Обр. С-4. Основная площадь шлифа сложена крупными кристаллами кальцита, отделенными друг от друга агрегатом зерен мелкокристаллического карбоната (фиг. 19).



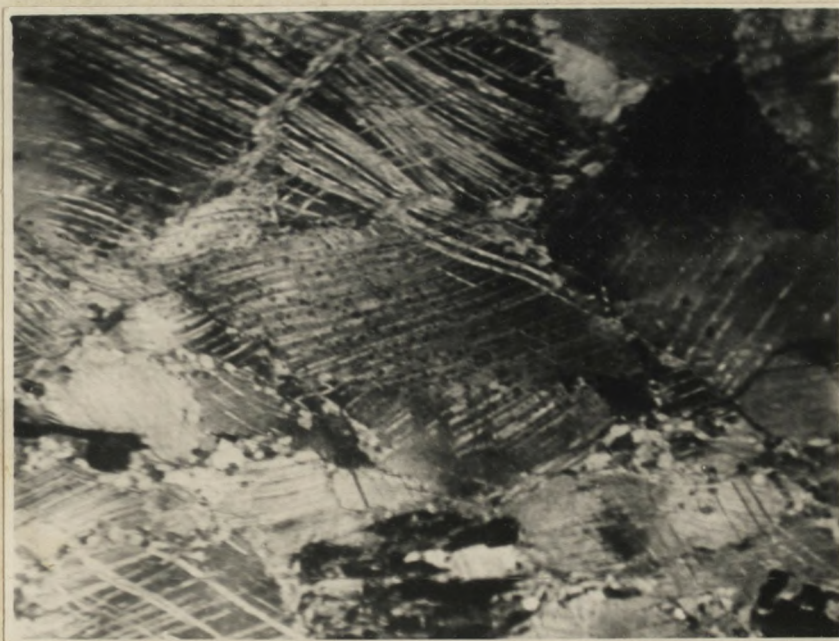
Фиг. 19. Крупные зерна кальцита с изогнутыми двойниковыми полосками. Отделены друг от друга мелкокристаллическим агрегатом. Николи скрещены. Обр. С-4. х 23.

Крупные зерна кальцита имеют различную величину (от 1 до 5 мм) и неправильные угловатые очертания. В

проходящем свете в них наблюдается неравномерная примесь тонкодисперсного материала, придающего отдельным зернам или некоторым их участкам слабо загрязненный вид. При включенном анализаторе наблюдается слабое волнистое угасание зерен и изогнутость двойниковых полосок. Крупные зерна не имеют какой-либо закономерной ориентировки, расположение их беспорядочное.

Мелкозернистый агрегат карбоната имеет вид тонких (до 0,2 - 0,4 мм) полосок, расположенных между крупными зернами. Иногда этот мелкозернистый агрегат пользуется более широким развитием, что тесно связано с уменьшением величины крупных кристаллов кальцита. Если размеры их около 5 мм, то агрегат очень слабо развит; если же они снижаются до 1-2 мм, то мелкозернистый карбонат имеет почти равноценное (по сравнению с крупными зернами) площадное развитие.

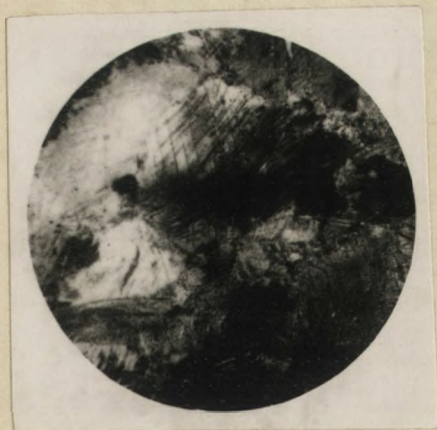
Обр. С-1. Общая структура породы очень близка к строению обр. С-4. Отличительными признаками являются:



Фиг. 20. Структура мрамора. Обр. С-1.
Николи скрещены. х 23.

слабо выраженная закономерная ориентировка зерен, меньшие размеры (относительно обр. С-4) крупных зерен кальцита и более интенсивное развитие мелкокристаллического агрегата карбоната (фиг. 20).

Крупные зерна кальцита попрежнему слагают основную площадь шлифа. Величина их от 0,5 до 3-4 мм. В проходящем свете они менее засорены сероватым тонко дисперсным веществом и часто имеют изогнутые плоскости спайности. Форма крупных зерен неправильная, редко ромбовидная. В скрещенных николях наблюдается ясно выраженное волнистое угасание кристаллов кальцита (фиг. 21) и сильная изогнутость двойниковых полосок. В некоторых зернах встречается даже гофрировка двойниковых полосок, осложненная мелкими сдвигами отдельных частей зерна, проявляющимися по направлению одной из систем спайности (фиг. 22).



Фиг. 21. Волнистое угасание зерна кальцита. Обр. С-1. Николи скрещены. х 16.



Фиг. 22. Гофрировка двойниковых полосок. Обр. С-1. Николи скрещены. х 16.

Интенсивность развития мелкозернистого агрегата кальцита (так же как и в предыдущем образце) тесно

связана с размерами крупных зерен карбоната. Чем они крупнее, тем слабее развивается между ними агрегат мелкозернистого кальцита, а чем мельче, тем все большие площади шлифа заняты мелкозернистым карбонатом.

Структура мраморов позволяет считать, что в оформлении ее большую роль играли процессы катаклаза, приведшие к созданию мелкозернистого агрегата и к деформации крупных зерен кальцита. Описание таких структур можно найти у Линдемманна (В.Lindemann, 1904), который оценивал их так же как катакластические.

А.Харкер (1937, 173 стр.) отмечает, что отчетливая сланцеватость известняков бывает обусловлена главным образом причинами механического порядка. Этот же автор, давая характеристику катакластических структур в кристаллических породах, считает (Харкер, 1937, стр.167), что на определенной стадии катаклаза сохраняются крупные реликты первичных кристаллов, включенные в более мелкокристаллическую массу.

Из всего этого следует весьма существенный вывод (на чём мы еще остановимся далее), что дислокационный метаморфизм проявился в виде ~~катаклаза~~, а не привел к созданию гранобластовых структур, то есть не вызвал перекристаллизацию толщи графитистых мраморов.

Мальцевское обнажение

Представляет из себя высокий (до 50 м) скалистый правый берег р. Золотой Китат, протягивающийся на протяжении около 800 м. Южная часть обнажения, расположенная против мельницы, дает возможность наблюдать толщу вдоль

реки без перерыва на 300 м. Северная часть несколько отходит от Золотого Китата, покрыта сосновым лесом и отличается наличием разрозненных небольших выходов кристаллического известняка, выступающего из под рыхлых отложений.

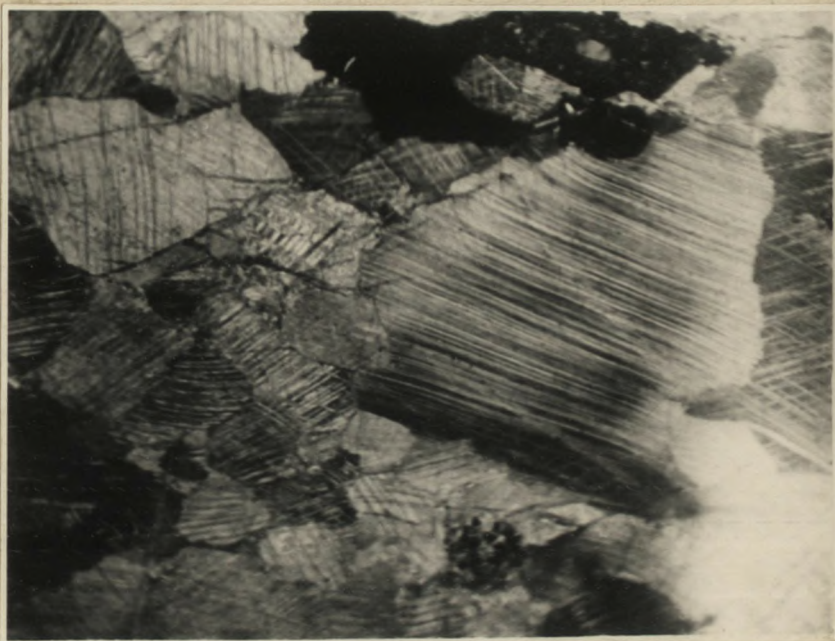
Мраморы этого обнажения по макроскопическим признакам мало чем отличаются от кристаллических известняков санаторского выхода и других участков. Восточнее обнажения, примыкая к нему, располагается площадь, мраморы которой были вскрыты разведочными выработками и изучены с точки зрения их химического состава. Это позволяет уделить основное внимание мраморам, расположенным восточнее мальцевского обнажения и не приводить микрохарактеристики его пород.

Однако в южной части мальцевского обнажения в изобилии встречаются включения силикатного материала. С этой стороны необходимо охарактеризовать особенности содержащей их карбонатной породы, что и делается ниже на примере образце М-7.

Обр. М-7. Мрамор в штуфе имеет сероватую окраску и массивную текстуру. Имеется вкрапленность графита, мусковита и буроватые пятна лимонита. Структура ясно кристаллическая, разномзернистая.

Под микроскопом порода имеет гранобластовую, крупномзернистую, неравномерномзернистую структуру с величиной зерен от 0,5 до 4 мм. Форма зерен чаще всего неправильная, иногда ромбовидная, очертания их иногда слабо зазубренные. Наблюдается некоторая ориентировка зерен, про-

являющаяся не совсем отчетливо. Зерна кальцита обладают слабо волнистым угасанием и слабой изогнутостью



Фиг. 23. Структура мрамора .Обр. М-7.
Николи скрещены. х 23.

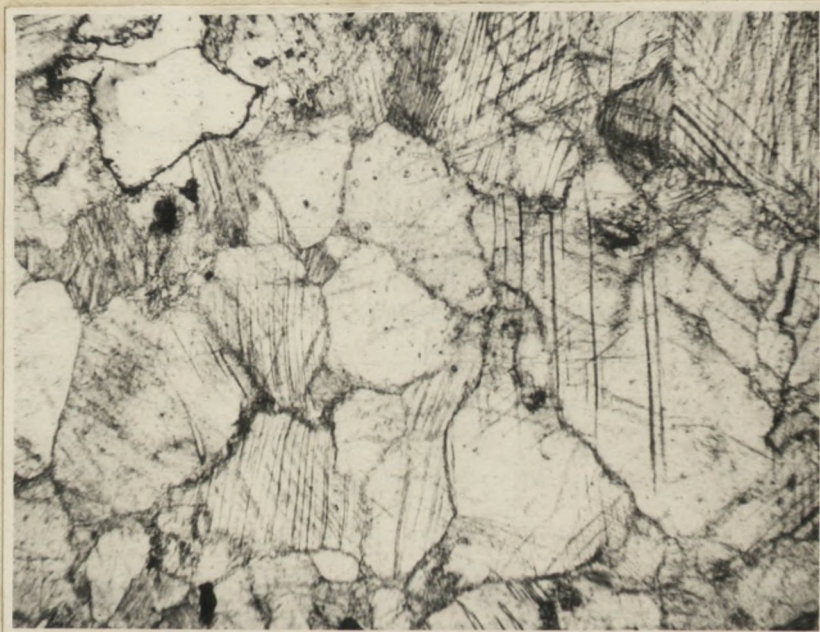
плоскостей спайности. Характерным отличием обр. М-7 от описанных выше является полное отсутствие агрегата мелкокристаллического кальцита, что может быть связано с более слабым проявлением катаклаза.

Обнажение левого берега р. Золотой Китат

Расположено в 150 м ниже по течению от мельницы у с. Мальцево. Представляет невысокие плитообразные выходы кристаллического известняка, расположенные на бичевнике р. Золотой Китат.

В мраморах встречается большое количество тел силикатного состава, причём по расположению обнажение приурочено к той же самой части толщи графитистых мраморов, в которой в мальцевском обнажении встречаются силикатные включения.

Чтобы не повторяться, отметим, что макроскопические свойства карбонатных пород левого берега Золотого Кита, их окраска, степень перекристаллизации и текстурные особенности, остаются таким же как и в предыдущих обнажениях. Микроскопические особенности структуры их полностью совпадают с характеристикой обр. М-7. Так, например,



Фиг. 24. Структура мрамора. Обр. 110-в.
Снято без анализатора, х 23.

в обр. 110-в, взятом из описываемого обнажения совершенно отсутствует агрегат мелкокристаллического кальцита.

✓ Структура образца гранобластовая, неравнозернистая.

✓ Размер зерен от 0,5 до 3 мм. Очертания их неправильные, расположение беспорядочное, контуры довольно ровные, иногда слабо зазубренные (фиг. 24). Наблюдается волнистое угасание и слабая изогнутость двойниковых полосок.

Обнажение левого берега р. Алчедат

Расположено в 150 метрах от устья р. Алчедат, по его левому берегу и сложено мраморами, содержащими

включения силикатного состава.

Макроскопические особенности мраморов остаются прежними, как и в предыдущих обнажениях.

Для рассмотрения деталей их структурных особенностей было изготовлено четыре шлифа из образцов 125, 125-а, 125-б и 125-7.

В трех образцах (125, 125-б и 125-7) присутствуют только различные по величине довольно крупные зерна кальцита без какого-либо участия мелкокристаллического агрегата карбонатных зерен (фиг. 25).



Фиг. 25. Структура слабо катаклазированного мрамора. Обр. 125. Снято без анализатора. х 23.

Однако в строении обр. 125-а этот агрегат присутствует, что сближает структуру образца с мраморами саянаторского выхода, хотя облик его здесь несколько другой. Границы мелкокристаллического агрегата (в обр. 125-а) с более крупными зернами менее резкие, площадное

развитие его более значительное. Иногда он имеет вид тонких полосок, располагающихся между крупными зернами, чаще же он развит настолько сильно, что занимает преобладающие площади шлифа, среди которых встречаются разобщенные, неправильной формы, зазубренные зерна кальцита, имеющие величину от 0,5 до 1, реже до 3 мм. Нужно отметить, что в этом образце, так же как уже было отмечено выше для других, наблюдается обратная зависимость между величиной крупных зерен кальцита и площадным развитием мелкокристаллического агрегата.

Мраморы вскрытые выработками, пройденными на площади, расположенной восточнее мальцевского обнажения.

Структурные особенности мраморов этой площади дают наиболее полное представление о всех особенностях строения карбонатной толщи, вскрытой здесь шурфами и канавами.

Макроскопически все образцы обладают уже отмеченными особенностями. Окраска их светлосерая, почти белая. Текстуры массивные или сланцеватые. Все мраморы площади можно разделить на три группы.

1. Массивные, крупнокристаллические, разнозернистые мраморы.

Под микроскопом они сложены разнозернистым кальцитом, зерна которого обычно имеют неправильные очертания и обладают плохо выраженным волнистым угасанием и слабой изогнутостью плоскостей спайности. Проявление катаклаза в них выражается относительно слабо, что сближает



Фиг. 26. Структура слабо катаклазированного мрамора. Обр. 13. Николи скрещены. х 28.

их с мраморами, содержащими включения силикатного состава.

2. Слабо-сланцеватые, или массивные средние катаклазированные мраморы.

По структурным особенностям они весьма похожи на мраморы санаторского обнажения, причем катяклас проявляется в них более отчетливо. Для примера приведем краткую характеристику образцов, взятых из канав № 10 и № 2.

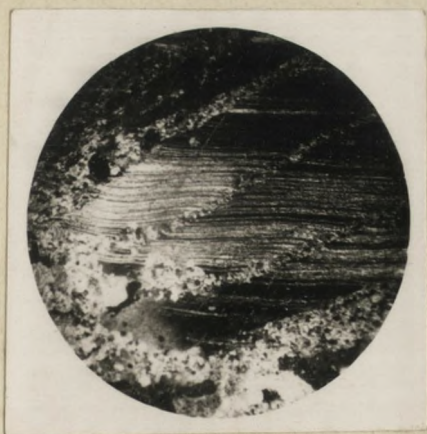
Обр. К-10. Под микроскопом мрамор состоит из различных по величине (от 0,5 до 6 мм) крупных зерен кальцита, распределенных среди мелкокристаллического агрегата кристаллов кальцита, который занимает преобладающую

площадь шлифа (фиг. 27). Происхождение этого агрегата не может быть связано с особенностями перекристаллизации карбонатной породы, а вызвано процессами дробления.



Фиг. 27. Структура средне катаклазированного мрамора. Обр. К-10. Николи скрещены. х 23.

Это вытекает из того, что отдельные, отчетливо сдвойникованные зерна имеют трещины с ясным смещением частей ранее единого зерна, в которых развивается этот раздробленный агрегат (фин. 28.). Очертания крупных зерен



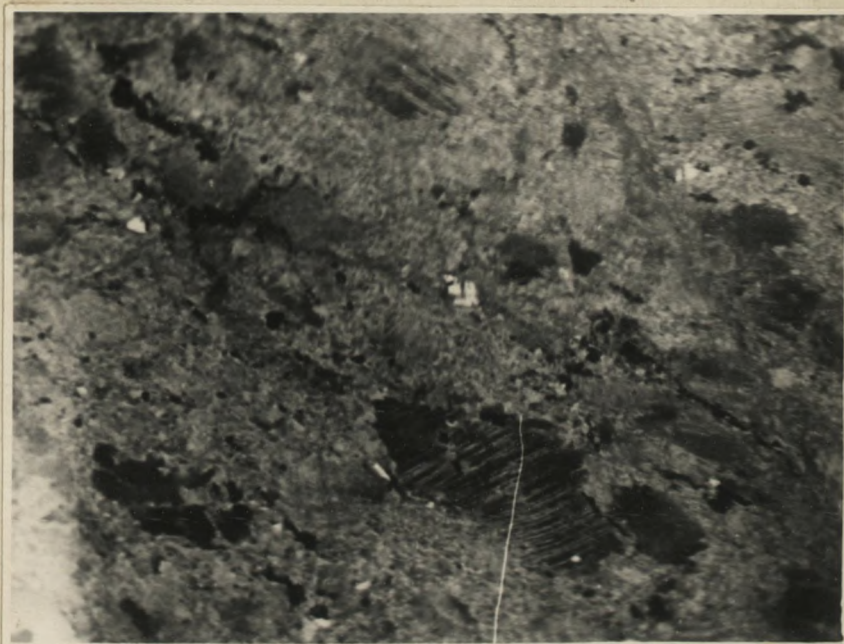
Фиг.28. Развитие мелко-кристаллического агрегата в трещинах зерна кальцита. Обр. К-10. Николи скрещены. х 16.

обычно неправильные, граница их с дробленным мелкокристаллическим кальцитом неровная, зазубренная.

Попутно заметим, что по экспериментальным данным В.И.Гинзбург и Б.В. Залеского (1950) в мраморах под нагрузкой происходит образование мелкокристалличес-

кого агрегата за счет крупных зерен кальцита.

Обр. К-2. Мрамор состоит из крупных, различных по величине (от 0,5 до 3 мм) зерен кальцита, в ориентировке которых имеется слабо выраженная закономерность.



Фиг. 29. Структура мрамора. Обр. К-2.
Николи скрещены. х 23.

Крупные зерна имеют отчетливое волнистое угасание и сильно изогнутые плоскости спайности. Мелкокристаллический агрегат развит довольно сильно и занимает подавляющую площадь шлифа (фиг. 29). Графитовое вещество присутствует в виде цепочкообразных скоплений, чаще всего приуроченных к непосредственным контактам между крупными зернами. В мелкокристаллическом агрегате графит распределен равномерно в виде мелких чешуек.

3. Сланцеватые сильно катаклазированные мраморы.

Текстурные особенности этих мраморов довольно своеобразны. Макроскопически эти карбонатные породы обычно напоминают мало измененные слоистые известняки, состоящие

из темных и светлых слоиков. Поэтому первоначально, в полевых условиях, создалось впечатление, что они представляют из себя очень слабо перекристаллизованные мраморы толщи, сохранившие первичную слоистую текстуру. Отсюда можно было сделать (как это выяснилось в дальнейшем) ошибочный вывод, что толща графитистых мраморов метаморфизована не одинаково в различных участках. Это могло послужить существенным доказательством взглядов А.С.Мухина и А.С.Кириллова, связывающих метаморфизм толщи с наличием тектонических зон и тел габбровой интрузии, то есть утверждавших не региональный характер перекристаллизации известняков.

Однако после изучения микроскопических особенностей этих "слоистых" мраморов были сделаны совершенно иные выводы.



Фиг. 30. Распределение графита в "слоистых" мраморах. Обр. 12-а. Снято без анализатора. $\times 23$

Прежде всего обращало на себя внимание то, что "слоистость" микроскопически подчеркивалась присутствием графита, собранного не в слоики, а в небольшие линзочки. Совершенно очевидно, что присутствие в мраморах графита свидетельствует о процессах метаморфизма, а его обособление в виде линзочек не совсем согласуется с формами захоронения того органического вещества, из которого мог возникнуть графит. Чаще всего органическое вещество встречается в известняках, как равномерно распределенная примесь. Иногда оно может придавать карбонатным породам слоистость, пользуясь большим развитием в отдельных слоиках по сравнению с другими.

Однако, наиболее существенной особенностью этих "слоистых мраморов, которая позволяет правильно оценить происхождение их текстуры, является присутствие среди



Фиг. 31. Структура сильно катаклазированного мрамора. Обр. 12. Николи скрещены. $\times 23$

мелкокристаллического агрегата зерен кальцита, слагающего почти всю площадь шлифа, отдельных, крупных (до 3 мм), сильно деформированных зерен карбоната (фиг. 31).

Это может быть объяснено только интенсивным процессом дробления ранее крупнокристаллического мрамора и не может быть связано с избирательным ростом отдельных зерен карбоната. Такой рост отдельных кристаллов, расположенных среди мелкокристаллического агрегата того же минерала полностью исключается, так как это не совсем согласуется с теоретическими соображениями относительно перекристаллизации с увеличением размеров зерен (это обстоятельно изложено Д.С.Коржинским, 1953, стр. 357) и не подтверждается фактическим материалом. Последнее следует из того, что при росте крупных кристаллов за счет более мелких, среди мелкокристаллического агрегата наблюдались бы зерна переходные по величине к крупным, однако этого не наблюдается и величина зерен мелкокристаллического агрегата резко отличается от размеров крупных.

Из этих соображений текстура "слоистых" мраморов может быть оценена как тонкосланцеватая, а структура — как милонитовая, происхождение которых связано с значительными напряжениями, возникшими в толще мраморов, а не с условиями первичного накопления карбонатного ила и не с особенностями роста зерен в обстановке превращения известняка в кристаллическую породу.

Обнажения правого берега р. Алчедат

Располагаются в 500 м от устья р. Алчедат по его правому берегу. Характерной особенностью этих обнажений мрамора является их расположение в виде отдельных разрозненных выходов среди тел габброидной интрузии. Контакты

карбонатных пород с габбро осложнены тектоническими нарушениями и не позволяют поэтому оценивать влияние интрузивных тел на толщу графитистых мраморов.

Среди карбонатных пород этих обнажений встречаются как массивные кристаллические разновидности, так и тонкосланцеватые, очень похожие на сильно катаклазированные мраморы, описанные выше.

В отдельных участках, обычно тяготеющих к контактам с габбро, наблюдается сильное дробление тонкосланцеватых мраморов, причем отдельные участки их обладают сильно измятой сланцеватостью, направление которой резко меняется даже на небольших площадях обнажений.

Тонкосланцеватые мраморы обладают свойствами, позволяющими еще более уверенно связывать происхождение их тектурных и структурных особенностей с процессами дробления, милонитизации ранее массивных гранобластовых мраморов. При внимательном изучении обнажений было установлено, что среди этих тонкосланцеватых представителей, весьма однородных на первый взгляд, встречаются участки равномернокристаллического мрамора массивной или слабо сланцеватой текстуры, которые представляют реликты, сохранившие первоначальный облик.

Микроскопически тонкосланцеватые мраморы в основном сложены мелкозернистым кальцитом, среди которого встречаются редкие более крупные зерна (до 2-3 мм), как правило сильно деформированные. Сланцеватость пород подчеркнута линзообразным распределением графита.
(Фиг. 32).



Фиг. 32. Характер распределения графита.
Обр. 118. Снято без анализатора. х 23.

В образцах, где пользуются развитием порфировкласты кальцита, наблюдается определенная ориентировка их (фиг. 33). При изготовлении шлифа ⁸ плоскости перпендику-



Фиг. 33. Одновременное угасание порфировкластов кальцита в тонкосланцеватом мраморе.
Обр. 118-а. Николи скрещены. х 23.

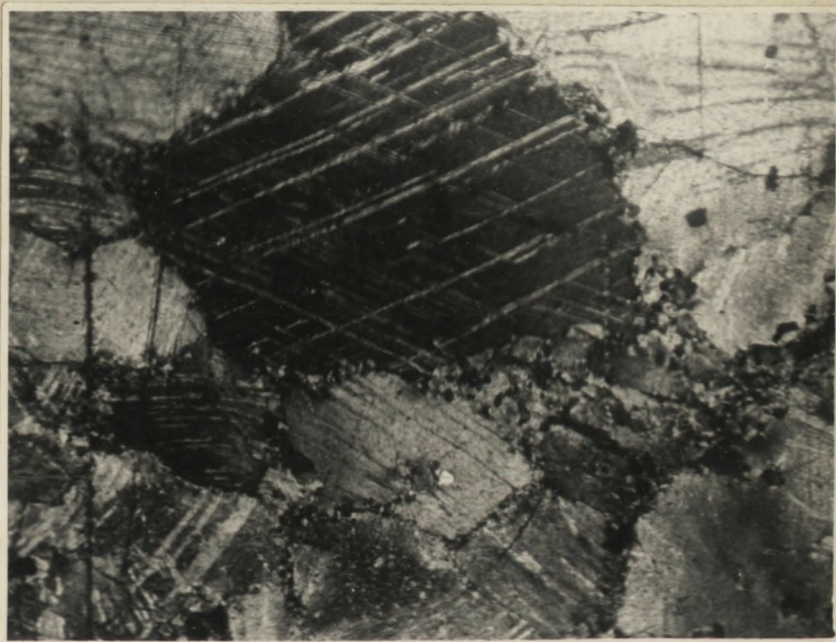
лярной сланцеватости наблюдается одновременное угасание многих таких крупных зерен. Это свидетельствует о том, что в процессе оформления породы большую роль играло одностороннее давление, вызывающее наряду с дроблением породы определенную ориентировку порфироцитов.

Приведенные фактические данные позволяют сделать весьма существенный вывод о выдержанности облика толщи как по простирацию, так и вкрест простираения. Всякое нарушение текстурных и структурных свойств обычно массивных крупнозернистых мраморов (например, возникновение тонкосланцеватых разностей) не может быть объяснено неравномерностью метаморфизма, вызвавшего перекристаллизацию всей толщи, а обусловлено более поздним дислокационным метаморфизмом, наложившимся на региональный и отличающимся узким неравномерным проявлением.

Необходимо еще остановиться на облике толщи графитистых мраморов, обнажения которой были изучены в районе пос. Братского. Основное внимание здесь было уделено текстурно-структурным особенностям карбонатных пород, что в итоге позволило сделать вывод о полном тождестве мраморов пос. Братского с мраморами района с. Мальцево.

Полевое изучение обнажений показывает, что среди мраморов, встречающихся у пос. Братского встречаются как массивные, так и тонкосланцеватые, псевдослистые разновидности. Массивные мраморы обычно имеют сероватую, иногда почти белую окраску и равнозернистую крупно- и грубозернистую структуру. Наблюдается вкрапленность

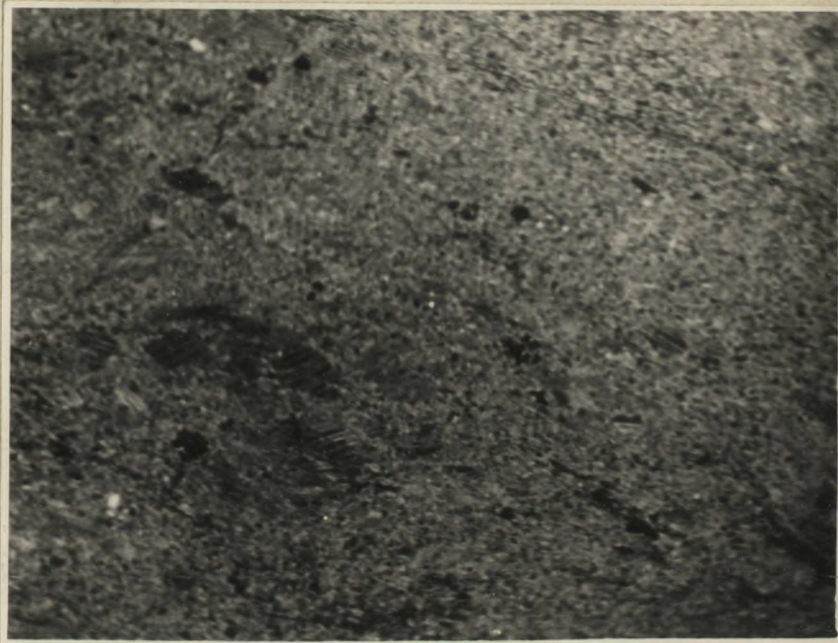
пирита, графита и мусковита. Под микроскопом мраморы облачают теми характерными особенностями структуры, которые были описаны выше, для района с. Мальцево. В них также наблюдается отчетливое проявление катаклаза, выражающееся в развитии на границе между зернами кальцита (фиг. 34) мелкокристаллического агрегата этого же минерала и сильной деформации многих кристаллов карбоната.



Фиг. 34. Развитие мелкокристаллического кальцита между крупными зернами того же минерала. Обр. 121-2. Николи скрещены. х 23.

"Слоистые" разновидности макроскопически и, особенно, под микроскопом обладают невыцаржанностью своей текстуры в различных участках их обнажений. Иногда это слабо сланцеватые среднезернистые мраморы с ясной ориентировкой зерен карбоната; чаще они имеют милонитовую структуру, иногда развитую до полного уничтожения крупных зерен кальцита. Сланцеватость таких сильно измененных мраморов подчеркивается линзообразными размещением частиц графита. В некоторых случаях, среди

мелкокристаллического агрегата встречаются сильно раздробленные, зазубренные, редкие кристаллы кальцита (фиг.35).



Фиг. 35. Милонитовая структура с перфирокластами кальцита. Обр. 120-а. Николи скрещены. $\times 23$

Изучение мраморов района пос. Братского еще раз подтверждает, что степень перекристаллизации толщи является довольно однообразной, а дислокационные процессы, являющиеся более поздними по времени, приводят к разрушению гранобластовых структур.

Исходя из этого, метаморфизм толщи графитистых мраморов носит региональный характер и не связан с дислокационными процессами и влиянием тел габброидной интрузии, которой, кстати, и не известно в районе пос. Братского.

Для полной характеристики толщи графитистых мраморов необходимо остановиться на особенностях ее химического состава. Результаты химических анализов мраморов санаторского и мальцевского обнажений приведены в отчёте

М.А. Мартынова (1945), а химический состав мраморов, вскрытых выработками, расположенными на площади к востоку от мальцевского обнажения, определялся в лаборатории кафедры технологии силикатов Томского политехнического института. Результаты этих сокращенных определений приводятся ниже в виде следующей таблицы:

№ п/п	№ проб	Нераствор. остаток с %	CaO с %	MgO с %	Fe ₂ O ₃ с %
1	39	2,23	50,33	1,31	0,51
2	71	8,44	50,09	1,67	0,53
3	73	1,92	46,75	1,06	0,83
4	75	3,96	50,64	1,06	0,48
5	76	2,90	48,69	1,70	0,40
6	50	0,80	51,25	0,54	0,26
7	51	3,23	46,33	0,64	1,46
8	52	3,60	53,78	0,38	0,55
9	53	1,40	52,45	0,78	1,38
10	57	2,68	51,59	0,94	0,24
11	55	3,35	51,92	0,64	0,33
12	4	2,00	50,40	0,36	
13	10	1,60	51,46	0,36	
14	12	1,84	51,75	0,47	
15	13	3,28	51,06	нет	
Среднее ...		2,88	50,56	0,79	0,63

Прмечание: Пробы № 71, 73, 75, 39, 76 отобраны с санаторского обнажения; пробы № 50, 51, 52, 53, 57 и 55 - с мальцевского; пробы № 4, 10, 12 и 13 - из выработок, расположенных на площади к востоку от мальцевского обнажения.

Как это следует из приведенной таблицы, химический состав толщи отличается определенным постоянством.

Количество CaO изменяется в большинстве проб в очень небольшом интервале и равно в среднем 50,55%.

Количества MgO и Fe_2O_3 изменяются в пробах также в незначительных пределах и свидетельствуют о малом содержании в мраморах различных примесей.

Спектральные анализы 5 образцов мраморов свидетельствуют также о выдержанности состава толщи и характеризуются следующими показателями: (в процентах):

№ обр.	Ca	Mg	Al	Fe	Co	Ni	Ti	Mn	V
К.4	> 10	0,5-1	1-5	< 0,1	-	-	-	< 0,1	-
К 10	> 10	< 0,5	< 1	< 0,1	-	-	-	-	-
С-4	> 10	1-5	< 1	1-0,1	-	-	-	-	-
С-1	> 10	0,5-1	1-5	1-5	-	-	-	0,1-0,5	-
К.12	> 10	< 0,5	1-5	0,1-0,01	-	-	-	-	-

Продолжение:

W	Cu	Pb	Sr	Cr	K	Na	P	Ga
-	0,001-0,005	-	0,1-0,5	-	-	-	-	-
-	0,001-0,005	-	0,05-0,1	-	-	-	-	-
-	0,001-0,005	-	0,1-0,5	-	-	-	-	-
-	0,001-0,005	-	0,1-0,5	-	-	-	-	-
-	0,001-0,005	-	0,1-0,5	-	-	-	-	-

Эта основная особенность состава толщи (то есть его выдержанность) позволяет считать, что метаморфизм графитистых мраморов осуществлялся без какого-либо существенного привноса вещества. Последнее могло бы иметь место в случае воздействия на мраморы магматических тел и проявилось бы в неравномерном химизме пород.

Необходимо подчеркнуть, что результаты химических анализов толщи графитистых мраморов и петрографическое изучение их, позволяют предполагать, с достаточной степенью уверенности, что метаморфизм её связан с значительным погружением карбонатных пород и не дают основания наметить какую-либо связь между обликом и химизмом мраморов с имеющимися поблизости телами габбровой интрузии.

Петрографическое описание карбонатных пород,
обнажающихся в долине р. Перепели, у д.Новая
Москва

Обнажения карбонатных пород несомненного кембрийского возраста встречаются в долине р. Золотого Китата относительно редко, уступая в этом отношении песчаникам, сланцам и эффузивам.

Наиболее полно свойства известняков кембрия и их взаимоотношение с другими породами могут быть изучены в районе д. Новая Москва, где они обнажаются по левому борту долины небольшой речки Перепели и слагают ~~порода~~
~~порода~~ Ново-Московское месторождение известняков. На площади его в 1955 году были проведены геолого-раз-

ведочные работы, что позволило в дальнейшем более достоверно представлять особенности строения карбонатной толщи, структуру месторождения и химический состав карбонатного сырья.

Кроме того, обнажения карбонатных пород кембрия встречаются в районе пос. Мраморного (2 км выше по течению р. Золотой Китат от д. Новая Москва, по его левому берегу). В этих обнажениях карбонатные породы пронизаны дайками микродиорита, с чем связано окварцевание и серпентинизация известняков, придавшая им в отдельных участках несвойственную зеленоватую окраску.

Совершенно очевидно, что обнажения района пос. Мраморного не дают правильного представления о первоначальном химизме и других свойствах карбонатных пород, что и заставляет основное внимание обратить на известняки Ново-Московского месторождения.

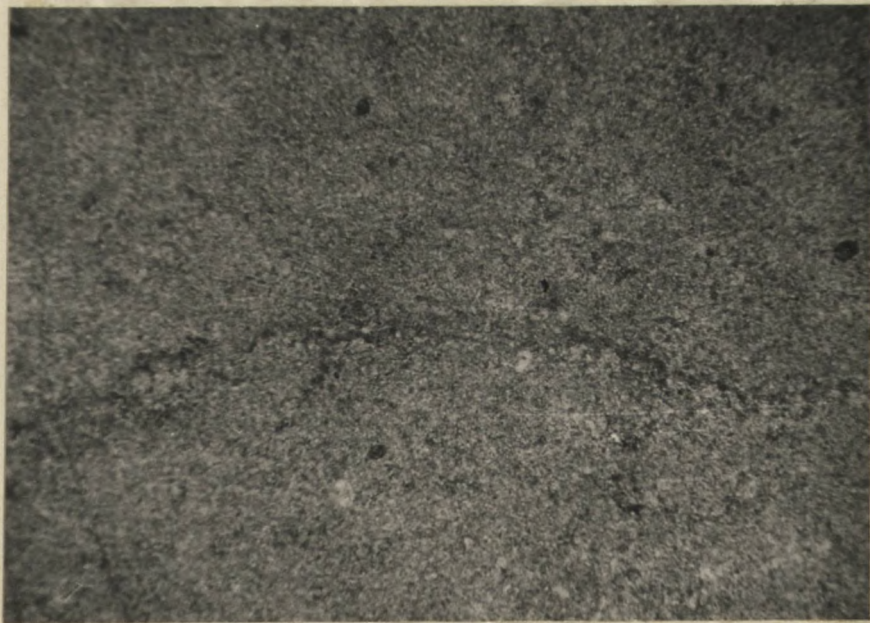
Макроскопически известняки Ново-Московского месторождения довольно однообразны. Обычно это массивные, очень редко сланцеватые, светлосерые породы, чаще всего не имеющие слоистости. При ударе они раскалываются на обломки неправильной формы. Одной из характерных черт описываемых карбонатных пород является широкое развитие в них мелких жилок более светлого кальцита, ориентированных в самых различных направлениях, часто ветвящихся и перекрещивающихся. На выветрелых поверхностях это явление очень хорошо заметно и придает породе сетчатый характер. По степени кристаллизации породы являются очень мелкокристаллическими и совершенно не имеют каких-

либо макроскопически заметных примесей.

Особо нужно подчеркнуть, что как в обнажениях, так и в выработках среди известняков нигде не было встречено пород другого состава. Это позволяет считать условия отложения карбонатного ила весьма постоянными, очень мало изменяющимися во время его накопления. Слабое развитие в известняках слоистости, которая, учитывая их незначительную степень изменения, должна была сохраниться, также свидетельствует о постоянстве условий области осадконакопления и о ничтожной роли в процессе седиментации некарбонатного материала.

Массивные и сланцеватые известняки резко отличаются друг от друга под микроскопом.

Наиболее широким распространением пользуются массивные известняки (фиг. 36), сложенные очень мелкозерни-



Фиг. 36. Структура известняка. Обр. 29.
Николи скрещены. х 23.

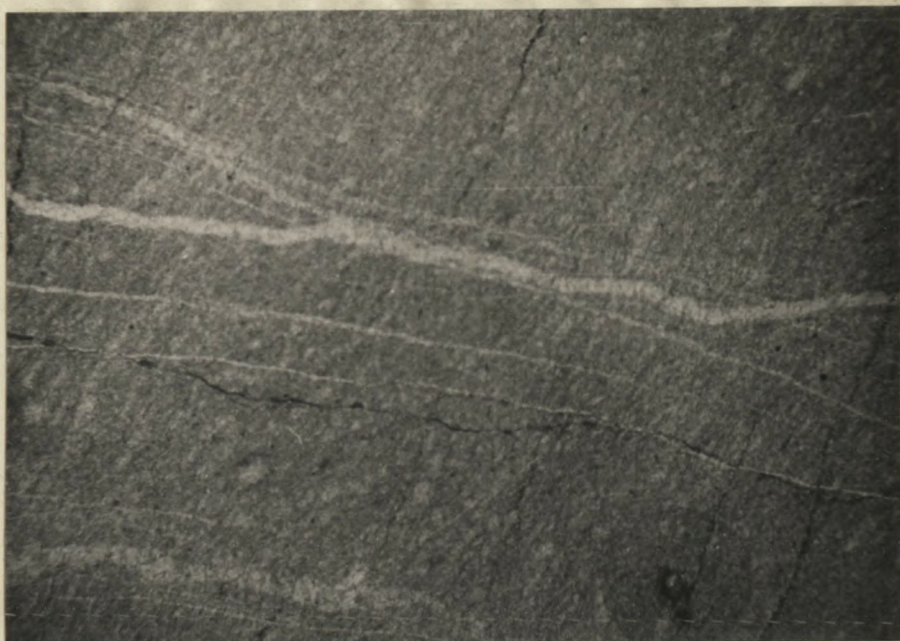
стым кальцитом, с зернами, измеряемыми обычно тысячными долями миллиметра. Наряду с этими заметными зернами карбоната в породах наблюдаются участки, сложенные еще более тонкокристаллическим агрегатом, среди которого трудно различаются отдельные кристаллы. Такой облик известняки имеют в подавляющем числе образцов, а судя по аналогии с последними и в большинстве обнажений и выработок.

Отдельные участки породы под микроскопом содержат сероватое или буроватое тонкодисперсное вещество, равномерно пропитывающее карбонатную массу. Природа его может быть оценена только ориентировочно. Нахождение этого тонкодисперсного материала может быть связано с деятельностью организмов или с захоронением глинистых частиц.

И.Лемберг (Y.Lemberg, 1870), занимаясь причинами, вызывающими серую окраску известняков, пришел к выводу о связи этого с наличием графитистого вещества и малой роли частиц различных силикатов. Однако, если оценить даже все тонкодисперсное вещество как углеродистое, то его все же будет значительно меньше, чем в графитистых мраморах района с. Мальцево.

Жилки светлого кальцита хорошо наблюдаются под микроскопом (фиг. 37). Сложены они мелко-, средне- и даже крупнокристаллическим кальцитом; границы их с окружающим известняком резкие (фиг. 36, 37), иногда расплывчатые (фиг. 38). Некоторые жилки содержат буроватое вещество, расположенное по краям их (фиг. ~~38~~ 39), или в виде отдельных пятен. Зерна кальцита в жилках совершенно не имеют каких-либо проявлений катаклаза. В наиболее крупных

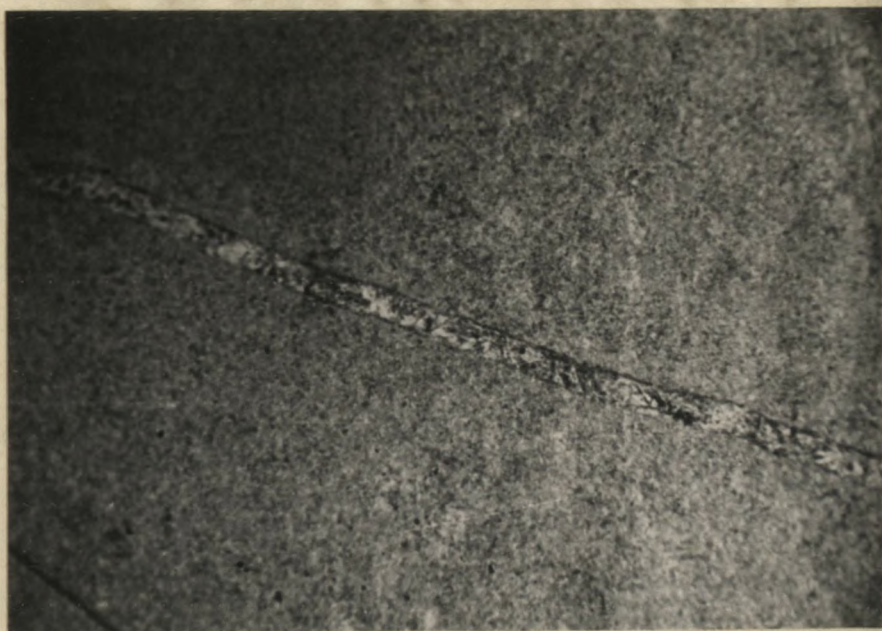
зернах кальцита (размером до 1 - 1,5 мм) отчётливо заметны прямые плоскости спайности.



Фиг. 37. Жилки светлого кальцита в известняке. Обр. 43-б. Снято без анализатора. $\times 23$.



Фиг. 38. Жилка кальцита с расплывчатыми границами в известняке. Обр. 97-а. Николи скрещены. $\times 23$



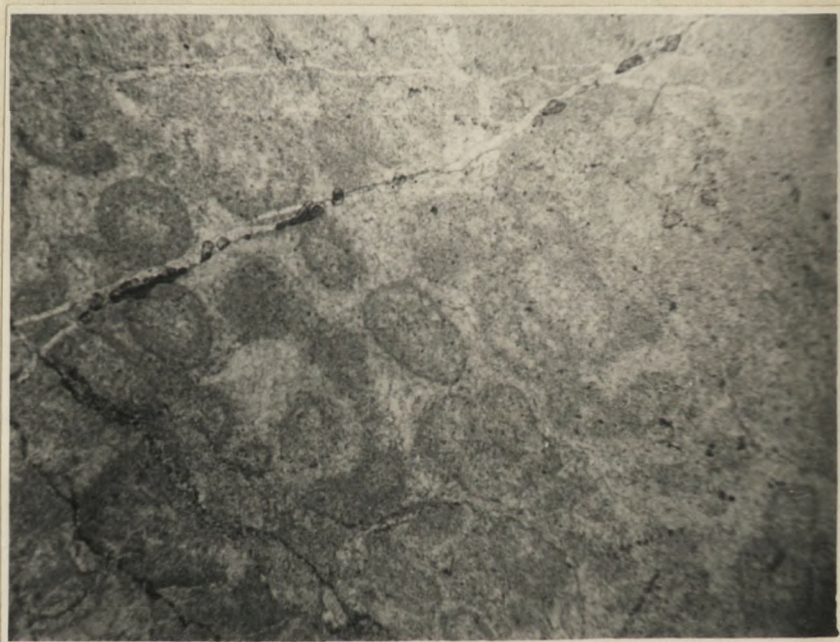
Фиг. 39. Жилка кальцита, подчеркнутая буроватым веществом. Обр. 28-а. Снято без анализатора. $\times 23$

Отмечая весьма постоянные текстурно-структурные особенности массивных известняков, необходимо остановиться на описании двух из образцов, своеобразие которых заключается в наличии органопеновой структуры и микро-стилолитовых швов.

Обр. Ш-44. Порода сложена очень мелкозернистым, сероватым в проходящем свете кальцитом и разбита тонкими (до 0,3 мм) жилками более светлого среднезернистого карбоната. Среди основной светлосерой массы шлифа встречается большое количество овальных, редко почти круглых тел, состоящих из более темного карбоната (фиг. 40). Размеры их чаще всего изменяются в пределах 0,3 - 1 мм и редко доходят до 3 мм. Краевые участки наиболее темные, что и выделяет эти формы среди более светлого

кальцита. По устному заключению А.Г. Вологодина структура породы является органогеновой, обязанной деятельностью водорослей из группы онколитов.

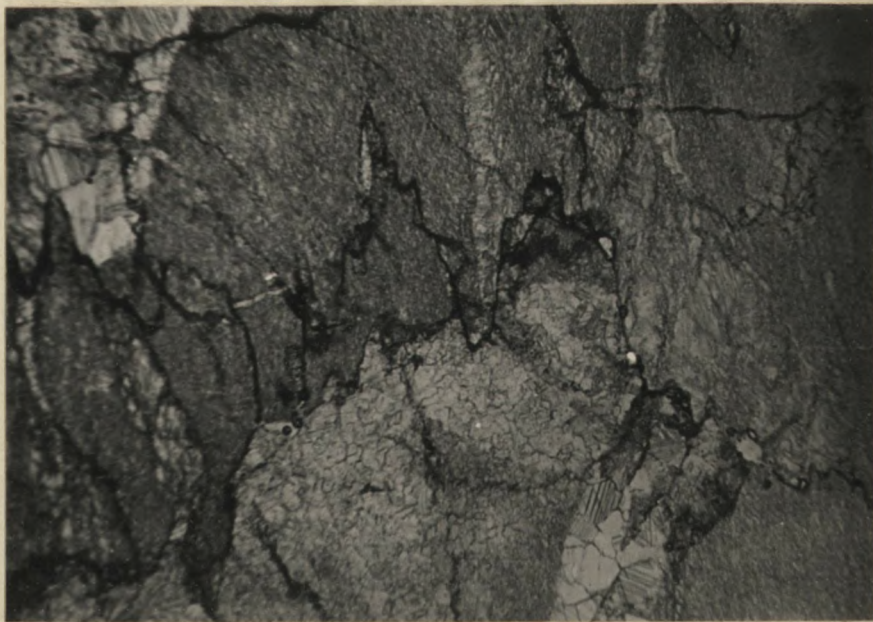
Наличие органогеновой структуры и ее сохранность позволяет уверенно говорить о малой степени изменения известняков и об отсутствии в данном образце каких-либо послойных перемещений.



Фиг. 40. Органогеновая структура известняка.
Обр. Ш-44. Снято без анализатора. x23.

Нужно также заметить, что по трещинкам, заполненным светлым кальцитом не происходило перемещения участков породы, разделенных ими. Это следует из того, что по обеим сторонам жилок встречаются участки овальных тел, представляющих ранее одно целое.

Обр. III-28. Макроскопически в образце светлосерого известняка, пронизанного жилками почти белого кальцита, заметны тонкие буроватые трещинки. Они пересекаются между собой, часто ветвятся и в некоторых случаях ссекают жилки светлого кальцита. Стиллитовой и текстуры в штуфе совершенно не заметно. Однако под микроскопом, на фоне очень мелкокристаллического карбоната, слагающего основную площадь шлифа, весьма отчетливо наблюдаются микростиллитовые швы (фиг. 41). Они имеют пальчатый характер с амплитудой редко достигающей 1-2 мм. Сам шов отчетливо заметен благодаря наличию в нем тонкодисперсного буроватого вещества.



Фиг. 41. Микростиллитовый шов. Заметно примыкание среднезернистого кальцита жилки к очень мелкозернистому известняку.

Обр. III-24. Николи скрещены. х 23.

Для оценки происхождения встреченной текстуры необходимо осветить взаимоотношение стиллитового шва

с жилками светлого кальцита, пользующимися развитием как в описываемом образце, так и в известняках Ново-Московского месторождения.

По наблюдениям в шлифе устанавливается примыкание таких жилок к линии стилолитового шва (фиг. 41) и отсутствие их продолжения по другую его сторону. Кроме того, в некоторых случаях наблюдается отчетливый постепенный переход випичного стилолитового шва в ровную, более широкую трещину, частично заполненную кальцитом, содержащим буроватое вещество. Эти трещинки резко отличаются от жилок светлого чистого кальцита засоренным обликом карбоната.

Отсюда можно наметить две стадии залечивания трещин в известняках, из которых в первую происходило отложение по трещинам чистого кальцита, а во вторую он засорялся буроватым веществом, часто неполностью заполняя трещины. Наиболее вероятно, что образование этого буроватого вещества произошло в последние периоды существования карбонатной толщи, после того как известняки попали в окислительную обстановку. Это подтверждается и тем, что в зоне окисления, под покровом рыхлых образований на поверхности обломков карбонатной породы интенсивно развивается буроватый налёт гидроокислов железа.

Возникновение буроватого вещества в более поздних трещинах, природа которых несомненно связывается с тектоническими причинами (по ним происходит смещение отдельных участков породы) может быть объяснено

более лучшим проникновением по ним различных растворов. Эти растворы не просачивались по трещинам, заполненным светлым кальцитом, но подчеркивали отложением некарбонатного вещества более молодую трещиноватость и стилолитовые швы.

Несомненно, что формирование микростилолитовых швов нужно связывать с эпигенезом карбонатной породы, а их возникновение — с тектоническими процессами. Плохое заполнение трещин (переходящих в стилолитовый шов) в известняках кембрия может служить некоторым подтверждением молодого возраста возникновения самого шва и свидетельствовать о формировании этой особенности значительно позже времени накопления карбонатного осадка.

В литературе происхождению стилолитовых швов уделено большое внимание. История этого вопроса изложена у В.Н.Холодова (1955). Наши выводы о происхождении описываемой текстуры не являются новыми и, по существу, повторяют взгляды названного выше автора, изучившего это более детально в палеогеновых известняках Средней Азии.

Второй разновидностью известняков Ново-Московского месторождения являются сланцеватые карбонатные породы, пользующиеся весьма узким распространением. Они были встречены в отдельных выработках и естественных обнажениях, тяготеющих к контактовым зонам с песчано-сланцевыми породами.

Макроскопически сланцеватые известняки имеют сероватую окраску, того же тона, что и массивные разно-

видности. В отдельных образцах наблюдается слабо заметная полосчатость, обусловленная чередованием темных и более светлых разностей. Полосы хорошо выдерживаются по простиранию толщи известняков. Можно считать, что полосчатость является признаком, возникшим в момент накопления карбонатного осадка, связанным с неравномерным засорением его органическим веществом. Рассматривая взаимоотношение слоистости и сланцеватости, нужно подчеркнуть, что направление их совпадает.

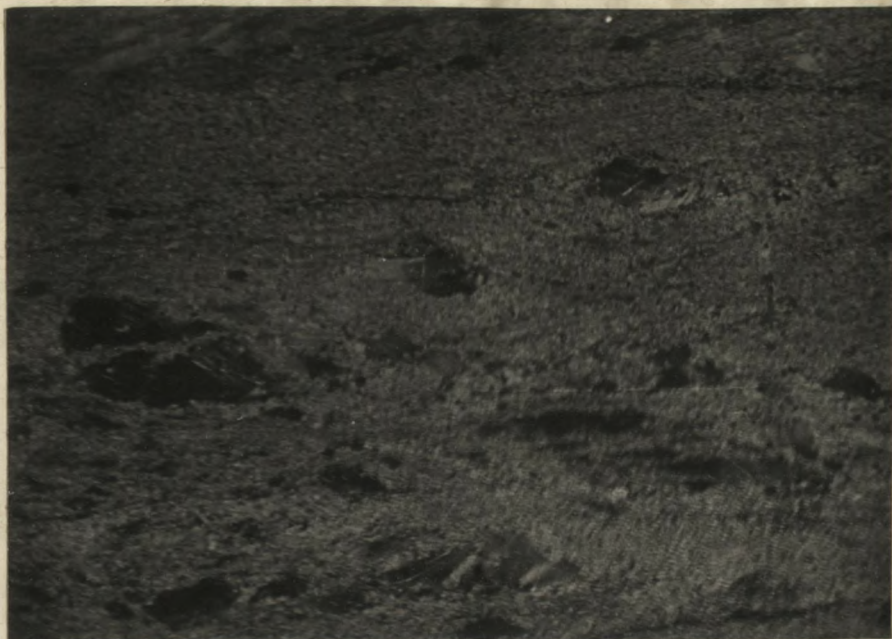
Сланцеватость известняков макроскопически выражена слабо и имеет линзовидный характер, причем в образцах наблюдается наличие среди очень мелкозернистого известняка отдельных линзочек более крупнозернистого карбоната. Сланцеватость проявляется весьма неравномерно и даже в одной и той же выработке можно встретить как массивные, так и рассланцованные известняки, причём эта неравномерность иногда обнаруживается в некоторых образцах породы.

Под микроскопом сланцеватые известняки выглядят довольно своеобразно и наиболее специфической чертой их является появление среди очень тонкозернистого кальцита довольно крупных его кристаллов.

При этом наблюдается два случая распределения крупных зерен кальцита.

1. В некоторых шлифах (фиг. 42) крупные зерна карбоната довольно равномерно размещены среди однородной, более мелкозернистой массы. Форма этих зерен чаще всего ромбовидная с закономерной ориентировкой большин-

ства кристаллов, вытянутых по направлению сланцеватости.



Фиг. 42. Крупные зерна карбоната среди мелкристаллической массы породы.
Обр. Ш-35. Николи скрещены. х 23.

Наблюдается цепочкообразное размещение крупных зерен, причём мелкокристаллический агрегат как бы облекает их. Сами крупные кристаллы карбоната деформированы; для них характерно волнистое угасание и слабая изогнутость двойниковых полосок. Участки ромбовидных форм в острых углах сильно разрушены, раздроблены и как бы растащены по плоскостям сланцеватости.

В этих же шлифах, где наблюдается относительно равномерное распределение крупных зерен кальцита не встречены жилки светлого чистого карбоната, весьма характерные для массивных разностей, что не позволяет выяснить взаимоотношение между светлым кальцитом, заполняющим трещины и крупными его зернами, расположенными среди более мелкокристаллического карбоната.

Уже было отмечено при описании стилолитовых швов, что последние иногда сменяются плохо заполненными трещинами, карбонатное вещество которых, как правило, содержит примесь буроватого тонко дисперсного материала. Эти трещинки возникли уже после ооомления жилок чистого кальцита, часто ссекают их и представляют плоскости, по которым происходило смещение участков породы, содержащих жилки светлого карбоната. Это говорит о том, что в известняках Ново-Московского месторождения наиболее отчетливо проявились две трещиноватости, отличающиеся по времени возникновения и по условиям отложения карбоната в трещинах. Залечивание жилок светлого, чистого кальцита происходило, скорее всего, в более глубоких условиях без отчетливого наличия в трещинных растворах некарбонатного вещества.

При ударах известняки не раскалываются по жилкам чистого карбоната, но очень часто плоскость раскола проходит по жилкам, выполненным кальцитом с буроватым веществом.

Эти жилки с буровой оторочкой или участками имеются в описываемой разновидности известняков, причем строение их различно среди крупных зерен карбоната и более мелкозернистого кальцита. Там, где они проходят через очень мелкокристаллический карбонат границы их резкие, часто буроватые, ровные.

в которых встречаются скопления крупных зерен карбоната

При пересечении участков породы, эти жилки становятся расплывчатыми, с неровными границами за счёт выдающихся участков отдельных крупных зерен кальцита. В не-

которых случаях даже происходит переход одного и того же крупного зерна через жилку, причём его часть, проходящая через нее несколько отличается и в проходящем свете, и в скрещенных николях от участков, расположенных среди самой массы породы. Это может быть объяснено регенерацией ранее разорванных зерен.

Можно считать, что формирование крупных зерен происходило до возникновения трещиноватости породы, а ~~иногда~~ деформация их могла произойти одновременно с трещиноватостью.

2. В других случаях крупные кристаллы карбоната объединены в линзы и полосы, резко отделенные от более мелкозернистого кальцита тонкими трещинками, заполненными буроватым веществом (фиг. 43). Кальцит в этих крупнокристаллических полосах и линзах имеет чаще



Фиг. 43. Чередование полос крупнокристаллического и более мелкозернистого кальцита.
Обр. 27-а. Снято без анализатора. х 23.

всего ромбовидные очертания и отчетливую пространственную ориентировку, однако менее выраженную, чем в том случае, когда крупные зерна карбоната равномерно распределены среди массы породы. Некоторые полосы сами несколько изогнуты, а зерна кальцита в них довольно сильно деформированы.

Совершенно очевидно, что образование известняков такого облика связано с проявлением в породе послойных перемещений, что и привело ее к разделению на мелкокристаллические и крупнокристаллические полосы.

Для того, чтобы более правильно оценить процессы возникновения крупных зерен в описываемых породах, необходимо сравнить сланцеватые разновидности известняков Ново-Московского месторождения и мраморов района с. Мальцево. Это сравнение интересно в том отношении, что в первом случае рассланцовка подвергались очень тонкокристаллические известняки, а во втором - крупнокристаллические мраморы. При этом необходимо учесть, что по общему микроскопическому облику тонкосланцеватые, "слоистые" мраморы района с. Мальцево похожи на сланцеватые известняки Ново-Московского месторождения, так как в обоих случаях характерной чертой структур их является наличие крупных кристаллов кальцита среди более мелкокристаллической, ~~примитивной~~ площади породы.

Формирование сланцеватых представителей карбонатных пород происходило в обстановке сильного одностороннего давления, проявляющегося неодинаково и в различных

участках карбонатных толщ. В связи с этим сланцеватые породы встречаются в виде небольших участков среди массивных мраморов и известняков, отличаясь от них узким распространением. Эта особенность является одним из существенных признаков дислокационного метаморфизма, на что указывали У.Грубенман и П.Ниггли (1933), А.А.Полканов (1931) и другие авторы.

Для мальцевских мраморов уже было отмечено, что крупные зерна кальцита являются реликтами, сохранившимися при дроблении массивных мраморов. Одним из главных доказательств этого является наличие карбонатных пород, которые можно по степени проявления катаклаза расположить в последовательный ряд.

Некоторым подтверждением этого может явиться и то, что оптическая ориентировка порфирокластов в тонкосланцеватых мраморах не всегда является постоянной для всех крупных зерен, а в сланцеватых разностях Ново-Московского месторождения ориентировка крупных кристаллов (особенно в породах, где они равномерно распределены) очень выдержана и они почти все угасают одновременно. ~~Нечто подобное наблюдается в известняках, где крупные зерна кальцита также ориентированы по определенному направлению.~~ Это приводит к мысли о том, что возникновение крупных зерен в очень мелкозернистых известняках связано с перекристаллизацией карбонатного материала в условиях направленного давления, что вызвало закономерную ориентировку зерен.

Предположение о том, что ранее порода была полностью раскристаллизована, а затем уже разрушена (как

это было в мраморах района с. Мальцево) не может быть принята в связи с относительно слабой деформацией самих крупных зерен и ~~и~~ довольно правильными ^{их} формами. Однако параллельно с этим следует отметить, что процессы катаклаза все-таки проявились в сланцеватых известняках, что выразилось в раздроблении зерен, в волнистом угасании их и слабой изогнутости двойниковых полосок, что, естественно, несколько затрудняет изучение этих сланцеватых разновидностей.

Рассматривая такие особенности карбонатных пород Ново-Московского месторождения как сланцеватость и трещиноватость, необходимо попытаться связать возникновение этого с общей структурой самого месторождения. Однако нужно огорчиться, что расшифровка строения его, при условии отсутствия на площади месторождения глубоких скважин вызывает некоторые затруднения.

Тем не менее, в результате проведенных разведочных работ наиболее правильно будет представлять себе приуроченность месторождения к крутой антиклинальной складке, что оправдывается следующими данными.

Полоса известняков, вскрытая разведочными выработками, имеет северо-западное простирание и окаймляется с обеих сторон песчаниками и сланцами, количественные соотношения между которыми явно свидетельствуют о повышении роли сланцев по мере приближения к карбонатным породам.

Песчано-сланцевые отложения залегают согласно с известняками месторождения и характеризуются определен-

ной ритмичностью, заключающейся в частом чередовании песчанистых и более тонкообломочных слоев и пластов.

Вопрос о том, какие из пород - карбонатные или обломочные - будут более древними, решается только на основании изучения особенностей строения пластов обломочной толщи. Здесь решающую роль играет то обстоятельство, что по мере удаления от месторождения в северо-восточном направлении, чаще всего в слоях песчанистого состава, отчётливо наблюдается приуроченность более грубозернистого материала к определенной части слоев, точнее к их основанию.



Фиг. 44. Строение слоев песчано-сланцевой толщи. В основании слоя крупнозернистый, по направлению к кровле более мелкозернистый материал.

Вопрос о ритмическом строении слоя достаточно детально рассмотрен в работах А.М.Кузьмина (1931, 1950, 1953), который подчеркивал, что в основании пласта, как правило, залегает более грубозернистый материал чем в

его кровле.

Р.Шрок (1950), среди методов определения почвы и кровли пласта, указывает на закономерное уменьшение крупности зерен от почвы к кровле.

Пользуясь этим методом можно прийти к выводу, что известняки перекрываются песчано-сланцевой толщей, в верхней части разреза, которой существенную роль играют песчанистые породы.

Некоторым подтверждением более древнего возраста известняков Ново-Московского месторождения является и то, что среди галек, залегающих в основании песчанистых слоев, встречаются известняки. Эти карбонатные породы в некоторых случаях обладают органогеновой структурой очень похожей на структуру обр. Ш-44 (фиг. 40).

С антиклинальной структурой месторождения очень хорошо увязывается возникновение сланцеватости и трещиноватости. Уже отмечалось, что основным признаком известняков Ново-Московского месторождения является извилистость, перекрещивание, ветвление трещин, заполненных кальцитом, слабое развитие сдвигов по ним. Такая трещиноватость может быть связана с растяжением свода антиклинали при складчатости.

Сланцеватые разновидности обычно встречаются в краевых частях карбонатной полосы. Весьма вероятно, что в них, опять же при складчатости, могли более отчетливо происходить постсейсмические перемещения, а близкое расположение песчано-сланцевой толщи могло играть роль упоров, усиливающих одностороннее давление на участки сланцеватых известняков.

Химический состав известняков Ново-Московского месторождения был изучен более детально, чем для мраморов района с. Мальцево.

По данным лаборатории кафедры технологии силикатов Томского политехнического института, где был проведен анализ ряда отобранных на месторождении бороздовых проб, известняки характеризуются следующими показателями:

а/ Полный химический анализ

№ п/п	№ проб	ППП %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %
1	21-1	43,28	1,52	0,06	0,14	54,49	0,36
2	21-18	43,40	0,60	0,47	0,03	54,76	0,14
3	28	43,24	1,12	0,21	0,09	54,21	0,40
4	27	43,72	0,32	0,03	0,17	55,14	0,25
5	35	43,08	0,52	0,10	0,20	55,18	0,32
6	32	43,56	0,92	0,22	0,18	54,63	0,32
7	62	43,88	0,36	0,08	0,22	54,90	0,43
Среднее		43,45	0,77	0,17	0,15	54,76	0,32

б/ Сокращенный химический анализ

№ п/п	№ проб	ППП в%	Нераств. остаток в%	CaO в%	MgO в%
1	30	43,00	1,16	54,90	0,50
2	55	41,92	2,48	52,87	0,40
3	60	43,48	0,80	54,43	0,36
4	31	43,20	1,16	54,90	0,40
5	57	43,20	0,76	54,45	0,50
Среднее		42,96	1,27	54,31	0,43

Кроме того, ниже мы приводим данные химических анализов известняков Ново-Московского месторождения из отчёта М.А.Мартынова (1945), причём эти пробы были взяты из естественного обнажения карбонатных пород, протягивающегося по левому берегу долины р. Перепели и ограничивающего с юга разведанную площадь.

№ п/п	№ проб	Нераств. остаток в%	CaO в%	Fe ₂ O ₃ в%	MgO в%
1	84	0,67	52,52	0,12	0,89
2	85	1,70	51,99	0,20	0,77
3	90	0,57	53,34	0,07	0,62
4	79		52,40	0,37	0,49
5	80		52,99	0,15	0,40
6	81		53,66	0,12	0,40
7	82		52,63	0,28	0,36
Среднее			52,79	0,19	0,56

При сранении результатов химических анализов, выполненных лабораторией кафедры технологии силикатов Томского политехнического института с данными М.А. Мартынова (1945) заметно, что первые отличаются более высоким содержанием CaO и несколько меньшими количествами Fe_2O_3 и MgO . Это скорее всего объясняется тем, что пробы, анализы которых заимствованы из отчёта М.А. Мартынова, были отобраны из естественного обнажения, а не из выработок, и оказались несколько засоренными различными продуктами выветривания. Это заставляет считать пробы, взятые из выработок более достоверными и наиболее правильно характеризующими химизм карбонатной толщи.

Результаты химических анализов двендцати проб, выполненных в лаборатории кафедры технологии силикатов Томского политехнического института свидетельствуют о том, что известняки Ново-Московского месторождения почти целиком сложены карбонатом кальция, при очень незначительном присутствии других элементов. При этом нужно подчеркнуть выдержанность химического состава известняков, для которых количество CaO изменяется в пределах от 52,87% до 55,18%, а для большинства проб равно 54-55%. Среднее содержание CaO для двенадцати проб - 54,57%.

Выдержанный химический состав известняков и бедность их соединениями магния, железа, кремния и алюминия свидетельствует о постоянстве условий накопления карбонатного ила и их специфике, заключающейся в осаждении почти чистого карбоната кальция.

О возрастном соотношении мраморов района с. Мальцево
с известняками Ново-Московского месторождения

Проведенное петрографическое изучение толщи графитистых мраморов и известняков Ново-Московского месторождения, их химический состав и особенности залегания позволяют более уверенно решить вопрос о их возрастном соотношении.

При рассмотрении включений силикатного материала в толще графитистых мраморов было указано, что накопление их было сингенетичным с осаждением карбонатного ила. Совершенно очевидно, что при отождествлении по возрасту мраморов района с. Мальцево и известняков Ново-Московского месторождения можно было ожидать наличие силикатных тел в последних. Однако этого не наблюдается, и известняки Ново-Московского месторождения довольно существенно отличаются от графитистых мраморов и по своим химическим свойствам.

Нам кажется, что разница химического состава сравниваемых карбонатных пород является убедительным доказательством различных условий их накопления. Результаты химических анализов свидетельствуют о выдержанности состава как мраморов так и известняков, а отсутствие каких-либо фактов, свидетельствующих о изменении его во время эпигенеза, позволяет придавать этому методу сопоставления большое значение.

Из приведенных выше химических анализов видно, что графитистые мраморы отличаются от известняков меньшим содержанием CaO (на 4%) и большими количествами нерастворимого остатка, MgO и некоторыми другими показате-

лями.

С точки зрения минералогического состава наиболее существенным отличием мраморов от известняков является присутствие в первых графита в количествах значительно больших чем тонко-дисперсных частиц, придающих известнякам сероватую окраску. Несомненно, что присутствие в мраморах графита связано с изменением органического вещества, возникшего одновременно с накоплением карбонатного осадка. Это позволяет также в какой-то степени еще раз подтвердить вывод о различии условий отложения толщи графитистых мраморов и известняков Ново-Московского месторождения.

Таким образом наличие включений в толще мраморов района с. Мальцево, присутствие в мраморах графита и особенности химического состава не позволяют отождествлять толщу по возрасту с известняками Ново-Московского месторождения. Кроме того при изучении текстурно-структурных особенностей карбонатных пород и состава включений было установлено, что толща графитистых мраморов, протягивающаяся далеко на юго-восток, за пределы изученного района, отличается весьма постоянной степенью перекристаллизации, связанной с значительным погружением.

Становится ясным, что при таком характере изменения толщи ее также нельзя считать метаморфическим аналогом известняков Ново-Московского месторождения. Трудно представить, чтобы на незначительном расстоянии от мраморов до известняков (судя по карте А.С.Кириллова око-

ло 4 км) одни и те же по возрасту породы могли и подвергаться региональному метаморфизму в результате значительного погружения и остаться очень мало измененными.

Имеется еще один факт, на котором необходимо остановиться, хотя правильное толкование его несколько затруднительно в связи с недостатком фактического материала. Сущность этого заключается в следующем.

В песчано-сланцевых отложениях кембрия, перекрывающих известняки Ново-Московского месторождения, в более крупнообломочных частях песчанистых слоев, приуроченных к основанию последних, были встречены при микроскопическом исследовании гальки кристаллического известняка, весьма похожего по структуре на мраморы района с. Мальцево. Одновременно с ними, здесь же имеются мало измененные известняки с органогеновой структурой, кварциты, кислые и средние эффузивы.

Совершенно ясно, что в связи с недостаточным фактическим материалом очень трудно решить вопрос о тождестве встреченных галек мрамора с кристаллическими известняками района с. Мальцево. Одно только является несомненным, что в момент формирования песчано-сланцевой толщи кембрия в Кузнецком Алатау, а может быть и в его северной части подвергались размыву мраморы. Не пытаясь в настоящее время решить этот вопрос необходимо обратить внимание на тщательное изучение грубообломочных пород среднего кембрия во время последующих исследований.

Все приведенные данные заставляют считать толщу

графитистых мраморов более древней, и ни в коем случае не одновозрастной, по сравнению с несомненными кембрийскими карбонатными породами левобережья р. Золотой Китат. Современное положение толщи на уровне кембрийских отложений можно связать с крупными дизъюнктивными нарушениями, наличие которых подчеркивается формированием тонкосланцеватых разностей графитистых мраморов и внедрением линейных тел габбровой интрузии.

ГЛАВА У

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ

р. ЗОЛОТОГО КИТАТА

Уже отмечалось, что последние исследователи северной оконечности Кузнецкого Алатау (Мухин, 1947; Кириллов, 1948) считали толщу графитистых мраморов и различные силикатные метаморфические породы аналогами мало измененных осадочных и эффузивных пород среднего кембрия, наиболее полно представленного в обнажениях по р. Золотому Китату от д. Новая Москва до д. Ломовицы. Относительно высокая степень метаморфизма сланцев и мраморов объяснялась ими влиянием интрузивных тел габбро и видоизменением пород в зонах дробления. Отсюда возраст метаморфических силикатных пород считался А.С.Мухиным и А.С.Кирилловым также среднекембрийским, что находилось в резком противоречии с взглядами К.В.Радугина (1929, 1933), Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинской (1940), относивших эти образования к докембрию.

В результате наших исследований были получены данные, позволяющие считать графитистые мраморы более древними по сравнению с кембрийскими известняками. Кроме того, было выяснено, что метаморфизм графитистых мраморов не связан с влиянием тел баббровой интрузии и с зонами дробления, а носит региональный характер.

Совершенно естественно, что петрографические особенности метаморфических силикатных пород, тип их метамор-

физма и условия залегания могут дать дополнительный материал для проверки правильности выводов, полученных при изучении карбонатных толщ, и сыграть самостоятельную роль при решении целого ряда вопросов геологии района.

Прежде всего необходимо остановиться на некоторых общих сведениях относительно распространения, обнаженности силикатных метаморфических пород, их макроскопического облика и взаимоотношения с графитистыми мраморами и другими породами.

Основные обнажения метаморфических силикатных пород располагаются в районе с. Мальцево по р. Золотому Китату и его притоку р. Алчедат, а также и около пос. Братского.

В результате неоднократного изучения этих обнажений в полевых условиях было выяснено, что среди сланцеватых силикатных метаморфических пород можно выделить две основные группы, отличающиеся как по текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу, так и по условиям залегания.

К первой группе метаморфических силикатных пород могут быть отнесены темнозеленые, иногда почти черные, тонкополосчатые, ясно сланцевые, иногда массивные амфиболиты, выделенные в свое время Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинской (1940) в виде самостоятельной формации докембрия.

Одной из наиболее важных деталей строения этой группы метаморфических пород является слабое развитие

среди них каких-либо магматических тел. В обнажениях наблюдаемая мощность амфиболитов обычно измеряется десятками, а иногда и превышает сотню метров, причём на этом протяжении породы обнаруживают удивительное постоянство состава и текстурно-структурных свойств. Эта, на первый взгляд, несущественная особенность строения обнажений амфиболитов, как будет указано далее, позволит более обосновано подойти к вопросу о самостоятельности возрастного положения этих пород.

Вторая группа метаморфических силикатных пород представлена зелеными сланцами хлорит-эпидот-плагноклаз-амфиболового состава, отдельные участки которых часто обладают динзовидной и плейчатой текстурой.

Среди этих пород исключительно широким развитием пользуются обычно маломощные тела магматического происхождения.

Ю.П.Казакевич и Т.Ф.Васютинская (1940) относили как хлоритовые сланцы, так и залегающие в них дайковые и акмолитообразные тела магматических пород к сложной зеленокаменной толще протерозоя, считая её более молодой по сравнению с амфиболитами.

В дальнейшем А.С.Мухин и А.С.Кириллов объединили хлоритовые сланцы и амфиболиты в одну группу пород и отнесли их к среднему кембрию.

Необходимо подчеркнуть, что ни в одном из обнажений мощность хлоритовых сланцев обычно не превышает десяти метров и они представляют из себя отдельные, незначительные участки, разделенные друг от друга магма-

тическими породами. Такая приуроченность к отдельным частям метаморфической полосы большого количества дайковых и акмолитообразных магматических тел, может быть объяснена наличием в этих местах зон дробления, создающих благоприятную обстановку для внедрения магмы. Насыщенность зеленых сланцев магматическими телами обязательно должна учитываться при выяснении процессов их метаморфизма, так как эта особенность могла сыграть решающую роль в оформлении их облика.

Отмеченные две группы метаморфических пород встречаются, как правило, в непосредственной близости. Там, где имеются обнажения амфиболитов, располагаются и выходы зеленых сланцев, что позволяет в какой-то степени предполагать, что эти группы являются различными морфологическими представителями одной толщи, залегающими согласно относительно друг друга. Если же рассмотреть взаимоотношение графитистых мраморов и метаморфических силикатных пород, то все они обнажаются в тесной ассоциации, часто чередуясь между собой.

На основании полевых наблюдений напрашивается вывод о том, что как графитистые мраморы, так и силикатные метаморфические породы являются образованиями весьма близкими по возрасту. Изучение петрографического состава силикатных метаморфических пород и выяснение типа их метаморфизма позволит сравнить их по особенностям этого процесса с графитистыми мраморами, что при сложности геологического строения района и относительно слабой обнаженности может явиться решающим для стратиграфических построений.

Петрографическое описание силикатных метаморфических
пород

а/ Амфиболиты

Наиболее характерные обнажения этих пород располагаются в районе пос. Братского (в 500 м СЗ его) и в приустьевой части р. Алчедат.

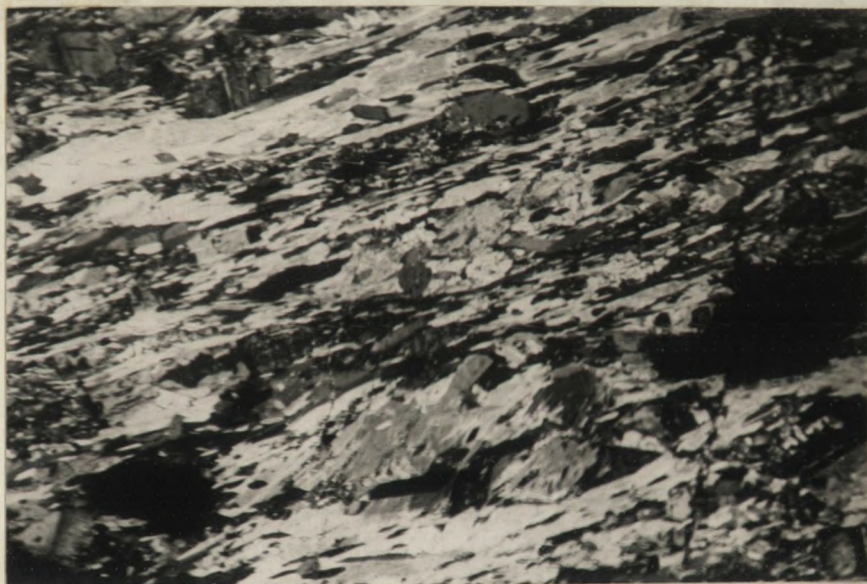
Наблюдаемая мощность амфиболитов в обнажении по р. Алчедат, при вертикальном залегании их и ССЗ простирании, около 100 м. Цвет их почти черный, с слабым зеленоватым оттенком. Сланцеватость отчетливо выражена, однако отдельные незначительные участки обнаруживают слабое проявление этой текстурной особенности без какого-либо видимого изменения минералогического состава.

Наряду со сланцеватостью в породах хорошо наблюдается ясная полосчатость, подчеркнутая чередованием тонких полос обогащенных то амфиболом, то плагиоклазом. В отдельных случаях полосчатость приобретает линзовидный характер, однако чаще наблюдается параллельное расположение полосок, выдерживающихся иногда на десятки сантиметров. Оценивая эту текстурную особенность К.В.Радугин (1933) считал ее реликтом первичной слистости и предположительно указывал на возможность образования этих метаморфических пород из глинистых сланцев.

Для более отчетливого представления о первичной природе амфиболитов, обнажающихся в районе устья р. Алчедат, и их минералогическом составе, приведем несколько наиболее характерных петрографических описаний.

Обр. М-40. Макроскопически порода имеет ясно сланцеватую, тонкополосчатую текстуру и зеленовато-черную окраску.

Под микроскопом образец состоит в основном из роговой обманки и плагиоклаза. В очень незначительных количествах встречается цоизит, чаще развивающийся по плагиоклазу, редкие зерна сфена и разрушенного моноклинного пироксена, сохранившегося в виде небольших реликтов в центральных частях зерен роговой обманки.



Фиг. 45. Гранонематобластовая структура амфиболита. Обр. М-40. Николи скрещены. х 23.

Роговая обманка, зерна которой имеют призматические сильно вытянутые очертания, составляет около половины площади всего шлифа. Зерна ее редко превышают 1 мм и чаще всего измеряются десятными долями его. Характерной особенностью роговой обманки, наблюдаемой во всех шлифах амфиболитов, является своеобразный плеохроизм: Ng - зеленый со слабым синеватым оттенком, N_п - желтовато-зе-

ленный, n_p - светлый желтовато-бурый. Из других свойств можно отметить величину двойного лучепреломления, равную 0,016 (определялась при помощи таблицы Мишель-Леви), $\angle_{\text{сNg}} - 15^\circ$, отрицательный знак минерала и большой угол 2γ (порядка $70^\circ - 80^\circ$).

Плагиоклаз представлен короткостолбчатыми, различными по величине (от 0,1 - 0,3 до 1,5 мм) зернами и имеет свежий облик.

По углу угасания в симметричной зоне (32°) плагиоклаз относится по составу к лабрадору (№56). По степени идиобластеза этот минерал (особенно его мелкие зерна) уступает роговой обманке, которая очень часто как бы срезает кристаллобласты плагиоклаза.

Наибольший интерес представляют текстурно-структурные особенности амфиболита, имеющего гранонематобластовое, иногда порфиробластовое строение и сланцеватую текстуру. Здесь необходимо подчеркнуть, что микроскопически



Фиг. 46. Порфиробластовая структура амфиболита. Обр. М-40. Николи скрещены. $\times 23$.

полосчатость выражена очень слабо. Вся площадь шлифа состоит из вытянутых, закономерно ориентированных (фиг. 45) призм роговой обманки, часто собранных в удлиненные неправильные пятна, чередующиеся с такими же участками существенно плагиоклазового состава. Эта текстурная особенность породы не может быть оценена как реликтовая, унаследованная от слоистости (если предположить, что амфиболиты возникли за счёт осадочных пород) и скорее всего образовалась при процессах метаморфизма. Необходимо отметить, что вопрос о происхождении полосчатости, заключающейся в обособлении отдельных минералов метаморфических пород в линзы и полосы, рассмотрен А. Харкером (1937, стр. 203). По мнению этого автора полосчатость вызывается увеличением диффузионного переноса вещества, что может привести к сегрегации некоторых минералов. Далее А. Харкер указывает, что ориентировка линз и полос при региональном метаморфизме определяется динамическим фактором и может не зависеть от первичной текстуры породы.

Встречающиеся в образце порфиробласты обычно представлены плагиоклазом в виде относительно крупных (до 1,5 мм) короткостолбчатых кристаллов, иногда имеющих почти изометричные очертания. Они отличаются резким идио-
~~бластезом~~ ^{бластезом} по отношению к амфиболу, имеют довольно свежий облик, не содержат включений и сдвойникованы. На первый взгляд может показаться, что эти крупные зерна, огибаемые призмами роговой обманки, являются реликтами.

Ф. Дж. Тернер (1951) указывает на возможность метаморфогенного образования крупных кристаллов полевых

шпатов и роговой обманки в метаморфических породах высокой ступени (стр. 196). Далее этот же автор пишет, что "отчетливые идиоморфные контуры, особенно у полевых шпатов и бедность включениями указывают, но отнюдь не с достоверностью, на их реликтовое происхождение" (стр. 196).

Относительно двойниковых полосок, которые часто встречаются как в порфиробластах, так и в зернах плагиоклаза основной ткани амфиболита, можно привести мнение А.Харкера (1937, стр. 39), по мнению которого "двойники, безусловно, менее часты для метаморфических минералов в сравнении с пирогенными, и в частности плагиоклазы почти всегда лишены своих характерных двойниковых полосок".

Таким образом, учитывая приведенные мнения, трудно прийти к какому-либо однозначному выводу и решить вопрос о происхождении порфиробластов плагиоклаза. Наиболее вероятно считать, что эти крупные зерна полевого шпата являются производными метаморфического процесса. Это прежде всего подтверждается свежим обликом плагиоклаза и одинаковой основностью его как в крупных, так и более мелких зернах. Кроме того, в других образцах амфиболитов (фиг. 50), как это будет указано ниже, наряду со свежими зернами плагиоклаза встречаются сильно разрушенные кристаллы этого же минерала, что является несомненным доказательством метаморфического происхождения порфиробластов плагиоклаза амфиболитов.

Обр. М-40-в. Макроскопически образец имеет очень слабо выраженную сланцеватую текстуру, темнозеленую окраску и отличается от предыдущего более крупнокристал-

лическим строением. Под микроскопом порода обнаруживает нематогранобластовую, частично порфиробластовую структуру и слабо выраженную сланцеватую текстуру.

Минералогический состав ее остается таким же, как и для обр. М-40, отличаясь отчетливым развитием роговой обманки за счёт ранее существовавших в породе довольно крупных (до 2 мм) зерен моноклинного пироксена, сохранившихся в виде одновременно угасающих, разрозненных, разрушенных реликтов. Обычно они располагаются в центральных частях зерен роговой обманки.

Роговая обманка, слагающая около половины площади шлифа, в некоторых его участках является преобладающим минералом. Плеохроизм ее остается по-прежнему своеобразным и отличается слабым голубоватым оттенком по оси Ng . Все остальные ее оптические свойства остаются прежними. Показатель преломления амфибола по оси Ng равен $1,647 \pm 0,0003$.

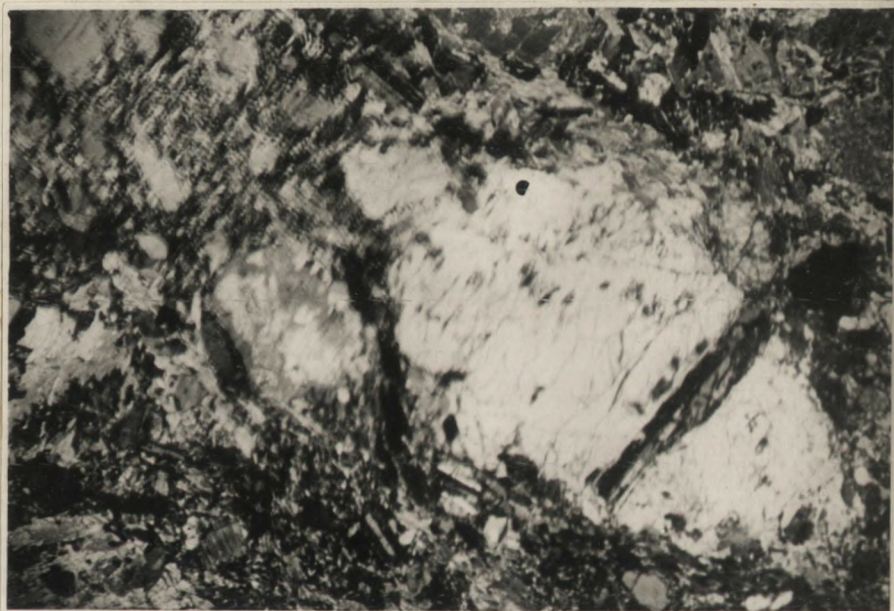
Среди зерен роговой обманки отчетливо выделяются крупные (до 3-4 мм) относительно изометричные и мелкие формы.

Крупные зерна роговой обманки, имеющие характер порфиробластов, часто содержат в виде реликтов моноклинный пироксен, отличающийся более высоким двупреломлением (до 0,025) и большим углом cNg (47°). В некоторых случаях крупные зерна амфибола имеют линзообразную форму и окружены гранонематобластовым агрегатом более мелких кристаллов такого же амфибола и плагиоклаза.

Основная часть полевого шпата породы представлена довольно крупными (до 2-3 мм) ясно сдвойникованными

зернами плагиоклаза, отвечающему по определению на столке Федорова лабрадору № 55 ($D_{Nq} - 64^{\circ}$, $D_{Nr} - 65^{\circ}$, $D_{Nm} - 40^{\circ}$, $P_{Nq} - 41^{\circ}$, $P_{Nr} - 73^{\circ}$; $p_{Nm} - 55^{\circ}$).

Более мелкие призмочки плагиоклаза иногда окружены со всех сторон более крупными кристаллами роговой обманки и отличаются резким идиобластезом по отношению к амфиболу (фиг. 47).



Фиг. 47. Крупное зерно амфибола с включенной призмой лабрадора. Обр. М-40-в. Николи скрещены. х 23.

Вокруг некоторых зерен лабрадора развивается, так же как и у роговой обманки, окаймляющий их более мелкозернистый гранонематобластовый агрегат амфибола и плагиоклаза. Последний минерал и в этом случае является лабрадором, имея показатель преломления по N_g в пределах от 1,559 до 1,566.

Все эти наблюдения значительно затрудняют расшифровку первичной природы амфиболита и указывают на многостадийность метаморфического процесса, подчеркивая тем

самым всю сложность его. Можно предполагать, что процесс изменения исходной породы вначале создавал гранобластовую структуру, о чём свидетельствует большое количество довольно крупных, изометричных зерен роговой обманки и плагиоклаза, часто деформированных и окруженных гранонематобластовым агрегатом тех же минералов. В дальнейшем (что и привело к созданию наблюдаемых особенностей текстуры и структуры амфиболитов), скорее всего при воздействии сильного одностороннего давления, созданная гранобластовая структура в отдельных участках приобрела нематобластовый характер. Если сравнить два описанных образца, то обр. М-40, отличающийся широким развитием нематобластовых участков и малым количеством более крупных, почти изометричных зерен, является более измененным в условиях одностороннего давления.

Нет необходимости останавливаться на описании других образцов амфиболитов района устья р. Алчедат, так как их минералогический состав, текстурно-структурные особенности в основном остаются прежними. Однако следует отметить, что в некоторых шлифах наблюдается присутствие редких соскюритизированных зерен плагиоклаза, встречающихся наряду с относительно свежим лабрадором. Кроме того, иногда плагиоклаз по составу становится андезитом, причем и в этом случае основность полевого шпата в порфиробластах и основной ткани остается одинаковой.

Наличие сильно соскюритизированных зерен плагиоклаза, которые могут быть оценены как реликты, позволяет весьма условно предполагать, что исходным материалом

для образования амфиболитов служили порфириды. Вместе с тем невозможность достоверно уяснить первичную природу амфиболитов является свидетельством интенсивности и равномерности метаморфизма.

Из минералов примесей в амфиболитах присутствуют: сфен, ^и редко кварц, эпидот, клиноцоизит, лимонит.

Амфиболиты района пос. Братского несколько отличаются от описанных амфиболитов более интенсивной сланцеватостью и хорошо выраженной полосчатостью (фиг. 48).



Фиг. 48. Полосчатость амфиболитов
районов пос. Братского.

Для более полного представления о амфиболитах этого района приведем описание двух образцов.

Обр. 119-3. Макроскопически порода имеет темнозеленую окраску, сланцеватую, тонкополосчатую параллельную текстуру. Тонкая полосчатость подчеркивается различным содержанием амфибола и плагиоклаза, причём отдельные полосы прослеживаются на значительные расстояния (до 1 м).

Под микроскопом минералогический состав породы характеризуется присутствием только двух главных минералов: роговой обманки и плагиоклаза.

Роговая обманка присутствует в виде мелких (до 0,5 - 0,7 мм) вытянутых призматических зерен, располагающихся закономерно и подчеркивающих тем самым сланцеватость пород. По степени идиобластеза роговая обманка чаще всего подчиняет себе контуры плагиоклаза, иногда срезаёт его зерна или рассекает их. Однако в некоторых случаях наблюдается и обратное взаимоотношение.

В описываемом образце роговая обманка является главным минералом и составляет более половины площади всего шлифа (65%). Очень редко встречаются одиночные, почти изометричные, более крупные зерна этого минерала, ориентированные обычно вне всякой связи с направлением сланцеватости (фиг. 49).



Фиг. 49. Сланцеватый полосчатый амфиболит. Видны изометричные порфиробласты амфибола. Обр. 119-3. Снято без анализатора. х 23.

Нужно сказать, что и в образце 119-3 роговая обманка обладает тем же самым плеохроизмом, что и в амфиболитах района устья р. Алчедат, но несколько отличается более интенсивной ~~интенсивной~~ окраской: n_q - зеленый с голубоватым оттенком; n_m - желтовато-зеленый, такой же густоты как по оси n_q ; n_p - светлый желтовато-бурый. Нужно сказать, что плеохроизм совершенно одинаков как в крупных, так и в мелких зернах. Роговая обманка оптически отрицательна; имеет двупреломление около 0,017;

$\alpha_{Ng} = 15^\circ$; показатель преломления по n_q равен $1,647 \pm 0,003$.

Плагиоклаз имеет свежий облик и характеризуется почти полным отсутствием двойников. Его мелкие зерна (0,2, реже до 0,4 мм) собраны или в отдельные полоски, или вытянутые линзы, что с таким же обособлением амфибола создает полосчатость породы. Показатель преломления плагиоклаза по оси n_g' располагается в пределах 1,559 - 1,566, что позволяет относить плагиоклаз по составу к лабрадору.

Обр. 119-2. Макроскопически образец имеет такой же, только более тонкополосчатый облик чем у обр. 119-3. Минералогический состав его и текстурно-структурные особенности в основном остаются такими же как и у предыдущего.

Однако в описываемом образце были встречены сильно сосжоритизированные линзообразные, или пятнистые участки величиной до 1,5 мм (фиг. 50). В некоторых случаях в них очень слабо намечаются двойники, что позволяет с до-

статочной уверенностью предполагать об образовании этих соссюритизированных участков за счет плагиоклаза.

Взаимоотношение их со сланцеватостью указывает на то, что они возникли еще до ее образования, так как нарушают закономерную ориентировку вытянутых зерен роговой обманки и плагиоклаза, которые как бы обтекают их.



Фиг. 50. Соссюритизированные реликты плагиоклаза. Обр. 119-2. Снято без анализатора. $\times 23$.

Вывод о том, что эти более крупные зерна были порфиробластами, возникшими при формировании сланцеватого амфиболита, является необоснованным, так как здесь совершенно не учитывается свежий облик плагиоклаза самой породы и его сильное разрушение в более крупных линзообразных и пятнообразных телах.

Отсюда можно оценивать зерна соссюритизированного плагиоклаза как реликты, сохранившиеся от первоначальной породы, имеющей порфировую структуру (типа порфирита).

Однако не исключено (хотя и менее вероятно) и дру-

гое решение этого вопроса, заключающееся в том, что реликты сосюритизированного плагиоклаза сохранились не от первоначальной породы, а от более ранних стадий видоизменения её при метаморфизме. То есть здесь возможно предположение о том, что ранее амфиболиты были массивными и полосчатая текстура возникла значительно позже.

Кроме того, широкое развитие в амфиболитах тонкой полосчатости, иногда придающей им слоистый вид заставляет принимать во внимание мнение К.В.Радугина (1933) о происхождении их за счёт осадочных слоистых пород. Нужно подчеркнуть, что в районе пос. Братского отдельные светлые полосы хорошо выдерживаются на значительном расстоянии (до 1 м). Эта полосчатость хорошо заметна в шлифах и может явиться реликтом первичной слоистости. Наличие в амфиболитах относительно крупных сосюритизированных зерен плагиоклаза не может служить крупным противоречием при оценке, как возникших из тонкообломочных осадочных пород, так как в последних не исключено присутствие и более крупных обломочных частиц. Особенно это может наблюдаться в том случае, если предположить, что отдельные участки амфиболитов возникли за счёт пирокластических пород, где наряду с тонкообломочным материалом существенную роль могут играть и более крупные обломки.

Подводя итог изучения амфиболитов, необходимо особо подчеркнуть, что, судя по всем шлифам (около 20), минералогический состав этих пород отличается исключительной выдержанностью и однообразием. Несомненно, что эта особенность сразу же ставит под сомнение возможность образова-

ния амфиболитов в условиях контакта с габбро^в интрузией и связь их с тектоническими зонами (как считали А.С.Мухин и А.С.Кириллов). Кроме того следует отметить еще раз, что в^в районе пос. Братского неизвестны тела габбро, и это в какой-то мере является подтверждением отсутствия связи амфиболитов с основной интрузией и позволяет придавать им роль самостоятельной группы метаморфических пород.

Химический состав амфиболитов может быть охарактеризован на примере обр. М-40 и отличается следующими показателями:

	весовой %	атомные количества	
SiO_2	47,04	783	
TiO_2	0,43	5	
Al_2O_3	18,68	365	
Fe_2O_3	1,61	20	Коэффициенты по Заварицкому: $a = 3,05$ $b = 29,77$ $c = 11,40$ $e = 55,78$
FeO	6,51	90	
MnO	0,15	2	
MgO	8,80	218	
CaO	14,13	251	
K_2O	0,11	2	
Na_2O	1,27	41	
H_2O	0,10	-	
п.п.п.	4,94	-	
P_2O_5	0,03	-	
99,81 %			

Химический состав обр. М-40 очень близок к составу амфиболитов, приведенного у Г.Розенбуша (1934) и В.И. Лучицкого (1949) и почти полностью соответствует результатам анализа образца плагиоклазового амфиболита енисейского метаморфического комплекса, имеющимся у Ю.А.Кузнецова (1941). Коэффициенты Заварицкого, подсчитанные по анализу, приведенному у Ю.А.Кузнецова ($a=3,06$; $b=30,03$; $c=9,98$; $d=56,93$) весьма наглядно подчеркивают это сходство, не говоря уже о близости минералогического состава. Породы, с которыми проводится сравнение обр. М-40, относятся Ю.А.Кузнецовым к параамфиболитам, что доказывается, по его мнению, особенностями химического состава и тонким переслаиванием их с кварцитами.

б/ Хлоритовые амфиболиты, эпидотовые и хлоритовые сланцы

Облик этих пород в обнажениях позволяет выделить их предварительно в отдельную группу, отнесение к которой хлоритовых амфиболитов проведено несколько условно, так как эти породы можно было охарактеризовать и в предыдущем разделе. Однако это не позволило бы отчетливо изложить некоторые детали метаморфизма силикатных пород и, особенно, сравнить их между собой.

Характерной чертой описываемых пород является значительное непостоянство минералогического состава и насыщенность их дайками спессартита.

Последние обычно имеют незначительную мощность (до 2-4 м) и залегают в обнажениях согласно с направлением

сланцеватости сланцев и амфиболитов.

Макроскопически спессартиты имеют черно-зеленую окраску и порфировидную структуру.

Под микроскопом они состоят в основном из плагиоклаза и роговой обманки. В меньших количествах встречается пироксен, кварц, карбонат, хлорит.

Роговая обманка отличается резким идиоморфизмом по отношению к плагиоклазу, плеохроирует в бурых тонах, имея часто в краевых частях оторочки зеленого амфибола. Наличие крупных (до 2-3 мм) зерен бурой роговой обманки придает породе порфировидный характер.

Плагиоклаз выполняет основную массу породы, сильно серицитизирован и часто зонален. Величина зерен плагиоклаза редко достигает 1 мм и чаще всего изменяется в пределах 0,2 - 0,6 мм.

Пироксен обычно присутствует в виде отдельных редких зерен, количество которых только в отдельных шлифах составляет 5-10% площади всего шлифа. Двупреломление его высокое, порядка 0,030 ; $\angle$ ~~ong 50°~~; в проходящем свете он иногда слабо зеленоватый. Перечисленные свойства, позволяют предположительно считать его диопсидом.

Кварц, карбонат и хлорит присутствуют только в отдельных шлифах в весьма незначительных количествах.

1. Сланцеватые хлоритовые амфиболиты

Макроскопически эти породы весьма похожи на описанные выше амфиболиты и отличаются грязно зеленой темной окраской и часто наблюдаемой сланцеватостью и плейчатостью. Под микроскопом наиболее существенной

особенностью их является повсеместное присутствие хлорита и интенсивная серицитизация полевого шпата.

Существенную роль в минералогическом составе этих амфиболитов попрежнему играет роговая обманка с голубовато-зеленоватым плеохроизмом по оси n_q . Двупреломление ее низкое, не выше 0,018; α_{ng} достигает 17° ; показатель преломления по n_g равен $1,648 \pm 0,003$. В ряде шлифов зерна роговой обманки часто собраны в полосы и линзы, окруженные кристаллобластовым агрегатом существенно плагиоклазового состава, что подчеркивает полосчатость хлоритовых амфиболитов. Процентное содержание роговой обманки обычно изменяется в пределах 45-70%; зерна ее, как правило, не превышают 0,5 - 1 мм, и только в редких случаях встречаются крупные порфирообласты, достигающие 2-3 мм (фиг. 51).



Фиг. 51. Порфирообласты роговой обманки в хлоритовом амфиболите. Обр. 105. Снято без анализатора. $\times 23$.

Другим главным минералом амфиболитов является плагиоклаз, зерна которого только в редких случаях достигают 2-3 мм и не превышают обычно 0,5 - 1 мм. Плагиоклаз во всех шлифах серицитизирован. Судя по показателям преломления ($n_g' = 1,559 \pm 0,003$) и углам угасания в симметричной зоне ($25-27^\circ$), плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору.

Из других минералов в амфиболитах встречается сфен, моноклинный пироксен, карбонат, клиноцоизит и хлорит. Содержание последнего в некоторых шлифах достигает 2-5%, причём хлорит чаще всего явно развивается по амфиболу, а в некоторых случаях образует самостоятельные слабозеленоватые чешуйчатые скопления.



Фиг. 52. Плойчатая текстура амфиболита.
Обр. М-22. Николи скрещены. х 23.

Текстура хлоритовых амфиболитов полосчатая, сланцеватая, иногда плойчатая (фиг. 52). Полосчатость имеет такой же облик, что и у амфиболитов описанных выше, имея

чаще линзовидный характер.

Среди описываемых грязно-зеленых амфиболитов была встречена разновидность, амфибол которой представлен актинолитовой роговой обманкой. По своему ^{рас}пор^ежению эта разновидность характеризуется тем, что залегает на простирании амфиболитов с обычной зеленоватой роговой обманкой. Расстояние между обнажениями амфиболитов с обыкновенной роговой обманкой и амфиболитов с актинолитом около 25 м. Все это позволяет сделать предположение о том, что возникновение актинолита было связано с проявлениями более позднего метаморфизма, имеющего местное распространение. Для того, чтобы выяснить возможность этого, остановимся на некоторых деталях минералогического состава и, особенно, строения образца амфиболита с актинолитом (Обр. М-23).



Фиг. 53. Линзообразные порфироклсты
актинолита. Обр. М-23.
Снято без анализатора. х 23.

В этом образце наибольшего внимания заслуживают структурные особенности породы, состоящей из линзообразных порфировкластов существенно актинолитового состава, разделенных между собой мелкозернистой основной тканью (фиг. 53). Сами линзы чаще всего состоят из нематобластового агрегата слабо зеленоватого актинолита с довольно высоким двупреломлением (0,027) и в редких случаях содержат зерна слабо перлитизированного и серицитизированного плагиоклаза.

Основная ткань сложена хлоритом, мелкими зернами плагиоклаза и клиноцоизитом. Она как бы обтекает линзы актинолита. Эта структурная особенность породы позволяет довольно уверенно говорить о возникновении актинолитовой роговой обманки при изменении обычного амфиболита. Если учесть при этом, что актинолит совершенно не деформирован, то можно предполагать о формировании структуры в более ранние промежутки времени, чем рост кристаллов этого минерала, хотя не исключена возможность, что эти процессы были одновременными. Предположение о том, что актинолит возник раньше чем развальцовка породы, является необоснованным и становится наиболее вероятным, что эта раздробленность, происшедшая в условиях эпизоны, и явилась той основной причиной, которая вызвала изменение амфиболита. Широкое развитие трещиноватости в породах благоприятствовало проникновению ~~растворов~~ растворов, что, одновременно с повышением температуры при самом процессе дробления, способствовало возникновению амфиболитов с актинолитом.

2. Метаморфические сланцы существенно хлоритового состава

Для представителей пород этой группы весьма свойственно непостоянство минералогического состава, особенно в отношении количественных соотношений между минералами. Встречаются хлоритовые сланцы, сложенные почти полностью хлоритом и имеющие в виде примесей плагиоклаз и эпидот. В других представителях наблюдается содержание кварца, иногда карбоната; в некоторых разностях значительным развитием пользуется эпидот. Таким образом, граница между сланцами существенно хлоритового состава и сланцами, где главную роль играет эпидот (они будут описаны ниже) проводится условно и, по существу, как хлоритовые, так и эпидотовые сланцы принадлежат к одной группе метаморфических пород, сформированной в весьма сходных условиях.

Макроскопически сланцы существенно хлоритового состава отличаются тонкополосчатой сланцеватой текстурой. В редких случаях среди этих пород встречаются линзы и прослои карбонатного состава, состоящие под микроскопом из гранобластового агрегата кальцита и довольно значительного количества различных по величине зерен кварца, обладающего хорошо выраженным волнистым угасанием и раздробленностью (фиг. 54).

Мощность этих линз и прослоек измеряется сантиметрами; по простиранию они прослеживаются до 2-4 м. Судя по условиям залегания их среди сланцеватых тонкополосчатых хлоритовых сланцев и по минералогическому составу

~~они~~ они, скорее всего, являются реликтами, сохранившимися при изменении песчанистых карбонатных слоев осадочной толщи. Отсюда довольно уверенно можно говорить, что некоторые члены метаморфического комплекса возникли за счёт осадочных пород, хотя первичная природа других не может быть достаточно ясно установлена.



Фиг. 54. Крупные зерна кварца в карбонате.
Обр. 102. Николи скрещены. $\times 23$.

Под микроскопом описываемые сланцы обычно обладают нематогранобластовой, тонкозернистой структурой и состоят из хлорита, плагиоклаза, эпидота, кварца, карбоната, сфена и клиноцоизита.

Хлорит является главным минералом сланцев, слагая подавляющую площадь шлифов. Чаше они присутствует в виде тонкочешуйчатого слабо зеленоватого или иногда почти бесцветного агрегата и только в редких случаях образует хорошо заметные листочки до 1 мм. Для хлорита

характерны низкие аномальные цвета интерференционной окраски, небольшие углы $\epsilon_{\text{лр}}$ (до 8°), положительный знак зоны.

Плагиоклаз обычно сильно разрушен и встречается в виде мелких (0,1 – 0,3 мм) редко сдвойникованных зерен в количествах не превышающих 1-2%. Судя по углу угасания в симметричной зоне (15°) и отрицательному знаку минерала, плагиоклаз по составу отвечает андезину (№ 33).

Кварц в некоторых случаях пользуется довольно широким распространением, достигая в отдельных образцах 10-15%. Зерна его раздроблены и обладают волнистым угасанием.

Весьма свойственно также присутствие карбоната, чаще имеющего вид тонкозернистой сыпи, довольно равномерно пронизывающей всю породу, и эпидота, количества которого иногда достигают 10-30%. В некоторых шлифах эпидот отсутствует.

3. Сланцы существенно эпидотового состава

По макроскопическому облику эти породы в обнажениях очень плохо отличаются от сланцев хлоритового состава, а в одном случае сменяются ими по простирацию. Условия залегания эпидотовых, а также и хлоритовых сланцев характеризуются широким развитием даек спессартита.

В строении описываемых сланцев принимают участие эпидот, плагиоклаз, кварц, хлорит, карбонат, пироксен, амфибол.

Эпидот является главным минералом сланцев, слагая иногда почти всю породу. Присутствует он обычно в виде мелких, слабо буроватых, округлых или лапчатых зерен, причём отдельные более крупные зерна его (до 0,2-0,4мм) обнаруживают агрегативное угасание. Часто зерна эпидота объединяются в волнистые неправильные линзочки и полоски (фиг. 55), обуславливая тем самым полосчатость породы. Угасание эпидота относительно удлинения обычно прямое; количества этого минерала в шлифах изменяется от 50 до 80%.

Плагиоклаз в эпидотовых сланцах довольно широко распространен, слабо пелитизирован и отличается относительно свежим обликом. Судя по многочисленным замерам углов угасания в симметричной зоне ($15-17^\circ$) отрицательному знаку минерала и показателю преломления ($n_g' = 1,556^{+0,0002}$), плагиоклаз по составу отвечает андезину (P35).



Фиг. 55. Волнистые полосы и линзы эпидота среди тонкозернистой массы хлорит-карбонат-плагиоклазового состава. Обр. М-36. Снято без анализатора. $\times 23$

Зерна плагиоклаза иногда имеют вид порфиробластов, достигающих размеров 1-2 мм, хотя наряду с этим широко распространены и более мелкие формы.

Кварц в эпидотовых сланцах довольно обычен и чаще всего приурочен к участкам, богатым тонкозернистым агрегатам кальцита. Зерна кварца сильно деформированы, раздроблены и обладают волнистым угасанием.

Хлорит присутствует во всех изученных образцах, имея слабую зеленоватую окраску, в количествах иногда превышающих 10%.

Чаще он заполняет промежутки между остальными минералами, представляя из себя тонкочешуйчатый слабо двупреломляющий агрегат часто с аномальными ~~цве~~тами интерференционной окраски. В отдельных случаях хлорит образует листоватые, волокнистые неправильные зерна, обладающие более высоким двупреломлением (до 0,010).

Угол ϵ_{Np} иногда достигает $8-9^\circ$; удлинение хлорита положительное.

Роговая обманка и моноклинный пироксен встречаются довольно редко в виде мелких зерен. Роговая обманка образует небольшие призмочки со слабым зеленоватым плеохроизмом и небольшим углом ϵ_{Nq} (15°). Двупреломление ее низкое, не выше 0,018.

Сравнивая минералогический состав хлоритовых и эпидотовых сланцев, необходимо еще раз отметить, что они отличаются главным образом количественными соотношениями слагающих их минералов, облик которых и в тех и других породах совершенно одинаков. Кроме того, в

одних и тех же обнажениях очень часто наблюдается чередование существенно хлоритовых сланцев со сланцами, содержащими большие количества эпидота.

Обращает на себя внимание и тот факт, что в одном обнажении по р. Золотой Китат (на ЮЗ окраине с. Мальцево) амфиболиты сменяются к западу хлоритизированными амфиболитами грязно-зеленой окраски, а к востоку переходят в хлоритовые сланцы. Сами амфиболиты в обнажении имеют мощность около 120 м и в центральной части обладают относительно свежим обликом и слабой сланцевой текстурой.

Основные черты метаморфизма амфиболитов, эпидотовых и хлоритовых сланцев

Уже отмечалось, что среди метаморфических силикатных пород района можно выделить две основные группы: группу амфиболитов (куда относятся и хлоритизированные разности) и группу эпидотовых и хлоритовых сланцев.

Метаморфизм амфиболитов, которые встречаются в виде более значительных обнажений чем сланцы, отличается однообразием, выражающимся в выдержанности минералогического состава. Особенно отчетливо это подчеркивается основностью плагиоклаза и характерным плеохроизмом роговой обманки, для которой во всех образцах наблюдается синеватая окраска по оси Ng.

Ф.Д. Тернер (1951), характеризуя амфиболитовую и более низко-температурную альбит-эпидот-амфиболитовую фации, указывал, что для первой наиболее свойственна обычная зеленая роговая обманка, а для второй-сине-зеленая. Однако, учитывая слабые синеватые тона окраски амфибола

в описываемых породах, отсутствие в них эпидота и альбита, можно отнести их к амфиболитовой фации.

Сравнивая характер метаморфизма амфиболитов с оценкой этого процесса, полученной при изучении толщ графитистых мраморов, можно прийти к выводу, что степень и интенсивность его для этих пород являются довольно близкими. Как для толщ графитистых мраморов, так и для амфиболитов характерным является однообразный облик метаморфических пород и отсутствие какой-либо его зависимости от имеющихся в районе тел габбровой интрузии.

Отсюда можно считать, что метаморфизм амфиболитов не может быть связан с контактовым воздействием магматических пород и должен быть оценен как региональный, тепловая энергия которого скорее всего возникала на значительных глубинах в земной коре под влиянием напряжений, связанных со складчатостью.

Нужно подчеркнуть, что самым главным в оценке метаморфизма амфиболитов является вывод о региональном типе их образования. Вопрос же о причинах метаморфизма несомненно имеет дискуссионный характер и, хотя амфиболиты скорее всего возникли под влиянием динамо-термальных процессов, их происхождение может оспариваться.

Кроме того, необходимо остановиться на роли более молодых дислокационных процессов, воздействию которых, по мнению А.С.Мухина и А.С.Кириллова, было обязано возникновение всех метаморфических пород района.

Уже отмечалось, что в толще графитистых мраморов проявление более молодого дислокационного метаморфизма

выразилось в интенсивном развитии катаклаза, под влиянием которого отдельные участки ранее равномерно кристаллических пород приобрели тонкосланцеватый характер.

Толща амфиболитов также подвергалась воздействию регрессивного дислокационного метаморфизма, что наиболее отчетливо выразилось в актинолитизации и хлоритизации, в создании развальцованных линзовидных ^{ТЕКСТУР.} ~~структур~~. Наиболее сильно измененные амфиболиты были встречены в непосредственной близости от обнажений тонкосланцеватых мраморов, что может явиться подтверждением одновозрастности повторного метаморфизма как мраморов, так и амфиболитов.

Оценивая характер этого регрессивного метаморфизма необходимо отметить, что образование хлорита происходило при полном отсутствии альбитизации плагиоклаза. Можно считать, что альбит и хлорит, являясь весьма характерными минералами фации зеленых сланцев, несколько отличаются по условиям своего возникновения. Это вытекает из того, что в целом ряде образцов хлоритизированных амфиболитов нигде не было встречено альбита и плагиоклаз отвечал андезину или лабрадору. Можно предполагать, что совместное нахождение среднего плагиоклаза с хлоритом и актинолитом свидетельствует о более высоких температурах повторного метаморфизма по сравнению с обстановкой, типичной для фации зеленых сланцев, или говорит о слабой интенсивности метаморфического процесса, не дошедшего до полного равновесия.

Выясняется, что амфиболиты и графитистые мраморы

подвергались повторному метаморфизму, имеющему явный дислокационный характер, что позволяет присоединиться к мнению А.С.Мухина и А.С.Кириллова о наличии среди метаморфических пород северной оконечности Кузнецкого Алатау зон дробления, милонитизации, вызывающих изменение их первоначального облика. Однако это воздействие является более низкотемпературным и ни в какой мере не может быть той основной причиной, которая вызвала метаморфизм амфиболитов и графитистых мраморов. Роль дислокационного метаморфизма, тесно связанного с зонами дробления, сводится к образованию более низкотемпературных, иногда не полностью измененных пород за счёт тех же амфиболитов, но не может иметь значения при образовании метаморфических пород более высокой ступени.

Необходимо остановиться на первичной природе амфиболитов, хотя этот вопрос, как уже было указано, может быть разрешен только ориентировочно.

Анализируя все структурно-текстурные особенности амфиболитов и их минералогический состав, можно сделать вывод о том, что в этих породах, за исключением полосчатости (которая может иметь и метаморфическое происхождение) совершенно отсутствуют какие-либо достоверные реликты, позволяющие относить их к параамфиболитам. Наиболее целесообразно считать, что, в основном, амфиболиты возникли за счёт магматических образований, о чём говорят следующие фактические данные.

1. Толща амфиболитов весьма однообразна по минералогическому составу. Это обстоятельство является бо-

лее характерным для магматической природы первичного материала амфиболитов, так как в случае возникновения их за счет осадочных пород более вероятно было бы встретить какие-либо прослои другого состава.

2. В амфиболитах встречаются сильно разрушенные зерна плагиоклаза, облик которых резко отличается от андезина порфиробластов по степени изменения. Можно предполагать, что эти разрушенные зерна являются реликтами, сохранившимися при изменении магматической породы, имеющей порфировую структуру.

Однако не исключена возможность, что некоторые участки амфиболитов возникли за счёт осадочных (возможно пирокластических) пород. Об этом свидетельствует широкое развитие тонкой полосчатости, которая иногда весьма напоминает первичную слоистость, химический состав обр. М-40 (по мнению Ю.А.Кузнецова /1941/ он не является типичным для магматических пород) и наличие среди хлоритовых сланцев (которые, как будет указано далее, возникли за счёт амфиболитов) прослоев кварц-карбонатного состава.

Более затруднительно дать оценку метаморфизма хлоритовых и эпидотовых сланцев, так как их условия залегания и минералогический состав вызывают при изучении целый ряд противоречий.

Для более правильного решения вопроса, прежде всего, заслуживает внимания возможность образования хлоритовых и эпидотовых сланцев за счёт среднекембрийских пород в условиях зон дробления, где под воздействи-

вием растворов и повышения температуры могли быть созданы условия для создания пород такого состава. Другими словами, необходимо дать оценку выводам А.С.Мухина (1947) и А.С.Кириллова (1948) относительно причинности метаморфизма пород северной оконечности Кузнецкого Алатау и, в частности, для хлоритовых и эпидотовых сланцев.

Уже отмечалось, что хлоритовые и эпидотовые сланцы обычно встречаются в одних и тех же обнажениях, чередуются друг с другом и представляют из себя небольшие участки, разобщенные между собой дайками спессарти-та. Кроме того, для сланцев весьма свойственно широкое развитие дизъюнктивов, разбивающих их выходы на отдельные блоки, пльчатость, частое выкручивание плоскостей сланцеватости. Все это свидетельствует о значительных напряжениях, которым подвергались сланцы, что несомненно может связывать их образование с процессами дислокационного метаморфизма.

Таким образом, если рассматривать процессы метаморфизма сланцев только с этой стороны, то, казалось бы, можно действительно подойти к тем мыслям, которые были высказаны А.С.Мухиным и А.С.Кирилловым. Однако этому противоречит целый ряд наблюдений.

Пожалуй наиболее важным обстоятельством является то, что хлоритовые и эпидотовые сланцы залегают в непосредственной близости от обнажений амфиболитов, чередуются с ними и даже иногда переходят в них. Полевые наблюдения дают полное основание утверждать о тождестве

элементов залегания сланцев и амфиболитов и об отсутствии между этими группами пород признаков какого-либо перерыва.

Отсюда вытекает одно важное обстоятельство, заключающееся в том, что амфиболиты, хлоритовые и эпидотовые сланцы являются членами одной стратиграфической толщи. Если же попытаться провести аналогию между сланцами и амфиболитами, с одной стороны, и осадочно-эффузивными образованиями, с другой (считая при этом, что метаморфические породы возникли за счёт среднекембрийских), то эта попытка будет являться совершенно не обоснованной.

Мы уже указывали, что амфиболиты, а также и залегающие с ними графитистые мраморы, не могли возникнуть за счёт среднекембрийских образований. Залегание хлоритовых и эпидотовых сланцев среди мраморов и амфиболитов, по нашему мнению, является веским доказательством, не позволяющим и для сланцев сделать таких выводов, которые имеются у А.С.Мухина и А.С.Кириллова.

Отрицая возможность образования хлоритовых и эпидотовых сланцев за счёт пород среднего кембрия и утверждая принадлежность их и амфиболитов (а также и графитистых мраморов) к единому стратиграфическому комплексу, необходимо объяснить различие степени метаморфизма этих пород. При этом необходимо обратить внимание на некоторые обобщенности хлоритовых и эпидотовых сланцев, из которых наиболее существенными являются:

1. Залегание сланцев в виде небольших блоков, их сильная деформация и насыщенность дайками спессартита.
2. Залегание сланцев в краевых частях амфиболитов.
3. Средний состав плагиоклаза сланцев.
4. Ассоциация минералов, различных по условиям своего образования при процессах метаморфизма.

Прежде всего остановимся на особенностях минералогического состава.

Основную роль в строении сланцев играют эпидот и хлорит. Эти минералы весьма свойственны наиболее низкотемпературным условиям метаморфизма. Наряду с ними в этих условиях характерным минералом является альбит, что отмечается У.Грубенманом и П.Ниггли (1931), А.А. Полкяновым (1931), А.Харкером (1937), Ф.Д.Тернером (1951) и другими авторами.

Встречающиеся в хлоритовых и эпидотовых сланцах плагиоклазы, как правило, не являются альбитом и отвечают по составу андезину, иногда приближаясь даже к лабрадору. Это обстоятельство заслуживает внимания, так как плагиоклазы такого состава не являются характерными для зеленых сланцев, для которых свойственно появление альбита, и широко встречаются в амфиболитовой фации.

Такое сочетание минералов в сланцах могло возникнуть только в результате низкотемпературного метаморфизма пород, содержащих в своем составе средний плагиоклаз, и не вызвавшего его альбитизации. Такими исходными породами могут явиться осадочные и эффузивные или метаморфические породы, отвечающие той же амфиболит^евой фации.

Однако первое предположение не является обоснованным, так как в этих условиях, в обстановке эпизоны, можно было бы отчетливо наблюдать реликты исходной породы. Кроме того (что является наиболее важным), в этом случае совершенно не отражается воздействие того регионального метаморфизма, которому подвергались графитистые мраморы и амфиболиты.

Наиболее правильным объяснением причины наличия среднего плагиоклаза совместно с хлоритом и эпидотом является наложение низкотемпературного метаморфизма на породы, сформированные в более высокотемпературных условиях. Это хорошо увязывается с залеганием хлоритовых и эпидотовых сланцев среди амфиболитов и графитистых мраморов и согласуется с более сильной деформацией сланцев и обилием в них дайковых пород.

Впервые объяснение совместного присутствия низкотемпературных и более высокотемпературных минералов в метаморфических породах было дано Ф.Бекке (1909), который ввел понятие о диафторезе.

Ф.Д. Тернер (1951), уделяя большое внимание вопросам регрессивного метаморфизма, отмечает, что наиболее существенным признаком пород, подвергнутых этому процессу, является наличие в них наряду с низкотемпературными ассоциациями более высокотемпературных минералов, которые являются реликтами исходной метаморфической породы. По этому вопросу Ф.Д. Тернер пишет, что "регрессивный метаморфизм можно определить с уверенностью только в породах, в которых он не дошел до завершения и

и которые, следовательно, содержат неустойчивые реликты как доказательство более раннего метаморфизма высокой ступени" (стр. 233). Кроме того, этот же автор отмечает, что при наложении регрессивного метаморфизма на производные регионального типично образование хлорита и эпидота за счёт роговой обманки.

Ю.А. Кузнецов (1941) описывает среди докембрия Южно-Енисейского края хлорит-эпидотовые сланцы, возникшие за счёт амфиболитов в условиях повторного более низкотемпературного метаморфизма.

Нужно заметить, что как Ю.А. Кузнецов (1941), так и Ф.Д. Тернер (1951) указывают, что высокотемпературные ассоциации минералов при постепенном охлаждении являются довольно устойчивыми и только воздействие "катализаторов", к которым они относят химически активные газы или растворы и напряжения, возникающие при деформациях, может привести к проявлению регрессивного метаморфизма.

В свете этого, связь описываемых хлоритовых и эпидотовых сланцев с участками отличающимися сильной деформацией пород и обилием дайковых тел вполне объяснима, так как местное повышение температуры и, особенно, благоприятные условия для движения воздействующих растворов, возникающие при дроблении пород, могут явиться причиной, которая вызвала низкотемпературный метаморфизм.

Следует отметить, что для Кузнецкого Алатау в литературе почти не имеется указаний на наличие продуктов

повторного более низкотемпературного метаморфизма, который несомненно имел место среди относительно сильно метаморфизованных пород.

Так, например, А.Л.Додин в своей работе по Кузнецкому Алатау (1948) описывает хлорито-серицитовые сланцы (амзасская свита), образовавшиеся за счёт нижне- и среднекембрийских мало измененных пород в тектонических зонах смятий. Однако совершенно не отмечается влияние этих тектонических зон на более древние породы метаморфического облика, что несомненно должно было каким-то образом проявиться.

Нам кажется, что при внимательном изучении метаморфических пород других районов Кузнецкого Алатау среди зеленых сланцев несомненно будут отмечены и такие представители, которые возникли при процессах регрессивного метаморфизма, что будет иметь несомненный интерес для решения целого ряда различных геологических вопросов.

Необходимо в заключение коротко остановиться на возрастной характеристике процессов метаморфизма.

Несомненно, что процесс регионального метаморфизма первичных пород и превращение их в мраморы и амфиболиты происходил до завершения складчатости, создавшей сильную дислоцированность этих метаморфических представителей. Если при этом учесть, что складчатость древних метаморфических толщ по своей интенсивности резко отличается от дислоцированности среднекембрийских образований, то можно довольно уверенно говорить о различном времени совершения этих процессов. Отсюда выте-

кает, что процесс регионального метоморфизма был отделен значительным промежутком времени от складчатости среднекембрийских образований.

Нижняя граница повторного регрессивного метаморфизма может располагаться до времени завершения складчатости метаморфических пород. Об этом свидетельствует наличие мало измененных даек спессартита, залегающих среди сланцев и амфиболитов в обнажениях в виде согласных тел, что может указывать на их внедрение после оформления основной структуры толщи. Однако, более точное определение этой нижней границы сильно осложняется отсутствием данных относительно времени внедрения дайковых тел, которые могли возникнуть и в более поздние этапы. Скорее всего регрессивный метаморфизм возник в моменты оформления структур среднекембрийских образований.

Верхняя граница регрессивного метаморфизма устанавливается также не совсем отчетливо, однако наиболее целесообразно считать, что этот процесс был завершен к моменту создания дислоцированности среднекембрийских отложений.

ГЛАВА УІ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ АНЖЕРО-СУДЖЕНСКОГО РАЙОНА КАК ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изучение петрографических особенностей карбонатных пород, их химических свойств и геологических условий залегания проходило в тесной связи с промышленной оценкой месторождений известняков Анжеро-Судженского района. Необходимость этого вызывалась усиливающимся строительством промышленных и гражданских сооружений в г. Анжеро-Судженске и резким расширением строительства в рабочих поселках и колхозах, требующим большого количества разнообразных строительных материалов, среди которых немаловажную роль играют известняки.

На территории Анжеро-Судженского района имеется целый ряд месторождений известняков, из которых заслуживают внимания и известны в опубликованной и фондовой литературе Надеждинское, Выдринское, Лебедянское, Челинское, Белокаменское, Мальцевское и Ново-Московское.

Впервые некоторые из них были изучены Л.М.Шороховым (1932), который в результате кратковременного осмотра ориентировочно определил запасы Выдринского (75400м^3), Лебедянского (187500м^3), Мальцевского (160000м^3) и Надеждинского (100000м^3) месторождений известняков.

Л.М.Шорохов, еще в 1932 году / описывая Надеждинское месторождение (расположено по р. Мазаловский Китат, в 9 км СВ от Анжерского стеклозавода) указывал, что

известняки его "представляют типичное рифовое образование девонского возраста, в котором куски плотного известняка, диаметром в 10-20 см, включены в массу мелочи из кораллов" (1932, стр. 9).

Эта мелочь, по мнению названного автора, составляет около 40% карбонатного слоя и сильно загрязнена посторонними примесями, что делает ее непригодной для использования в качестве строительного материала.

Химический состав кусков плотных известняков, по данным Сибкерамстанции (Шорохов, 1932) следующий:

CaO	-	52,99%
MgO	-	следы
Fe ₂ O ₃	-	0,20%
Al ₂ O ₃	-	1,01%
SiO ₂	-	0,11%

Нерастворимый остаток - 2,10%

Химический состав позволяет использовать плотные известняки Надеждинского месторождения для получения строительной извести, однако малые запасы месторождения и, особенно, необходимость обогащения сырья, значительно снижают его промышленную оценку.

Выдринское месторождение известняков, после предварительной оценки его Л.М.Шороховым (1932), было более тщательно околонуено вскрышными выработками в 1942 - 43 годах отрядом Анжеро-Судженской геолого-разведочной партии экспедиции Ленгеолнерудтреста под руководством М.А. Мартынова (1945). Работы производились с целью выявления запасов карбонатного сырья для стекольной промышленности.

При этом было проведено опробование известняков с последующим определением химического состава их, показавшим значительное непостоянство содержания в пробах различных компонентов, изменяющихся в следующих величинах:

CaO	-	от 36,76	до 53,42%
MgO	-	от 0,44	до 4,32%
Fe ₂ O ₃	-	от 0,12	до 1,80%

Нерастворимый остаток - от 2 до 24,88% .

На месторождении были подсчитаны запасы по категориям: В - 8100 т, С_I - 212500 т.

В 1953-54 годах месторождение было изучено более детально, с проходкой колонковых скважин, партией Западно-Сибирского отделения геолого-разведочного треста МПСМ РСФСР (Терентьева, 195). В результате этих работ была установлена бесперспективность месторождения в отношении наличия запасов карбонатного сырья и почти полная отработка различными организациями имеющихся карбонатных пород, залегающих среди различных эффузивов в виде клиньев, ограниченных дизъюнктивами.

Челинское месторождение известняков, расположенное на левом берегу р. Челы, в 7 км южнее ст. Судженка, было детально разведано в 1950 году партией треста Кузбассуглеразведка.

По данным этих работ в строении месторождения участвуют перемежающиеся слои оолитовых и песчанистых известняков ~~каменноугольного~~ ^{пермского} возраста. Мощность слоев оолитовых известняков очень непостоянна и колеблется от 0,5 до 20 м. В северо-западной направлении, в сторо-

ну от р. Челы, в пределах разведанной площади мощность слоев оолитовых известняков уменьшается, что сильно снижает возможность увеличения запасов.

Качество песчанистых и оолитовых известняков различно, причём последние, являясь более чистыми, характеризуются следующими результатами химических анализов:

CaO	-	от 33,48 до 53,88 %
MgO	-	от 0,59 до 1,63 %
SiO ₂	-	от 6,60 до 12,82 %
Al ₂ O ₃	-	от 0,96 до 6,66 %
Fe ₂ O ₃	-	от 1,20 до 2,39 %

Приведенные цифры говорят о том, что известняки месторождения непригодны для производства воздушной извести и могут быть использованы в качестве бутового камня.

Запасы оолитовых известняков, утвержденные ТИЗ, составляют по категории А₂ - 252000 м³, по категории С₁ - 183000 м³; запасы песчанистых известняков: А₂ - 314000 м³ и С₁ - 416000 м³.

Белокаменское месторождение было изучено Ю.П.Казакевич и А.А.Люберцевым (1941), а затем М.А.Мартыновым (1945).

Располагается месторождение на левом берегу реки Золотой Китат, у пос. Мраморного, в 3-х км выше по течению от д. Новая Москва. Известняки сильно окварцованы и серпентинизированы и могут быть использованы, по мнению указанных выше авторов, как облицовочный и декоративный материал.

Расположение месторождения в условиях отсутствия даже проселочных дорог, неблагоприятные особенности рельефа для проведения подъездных путей к нему, наличие более высококачественных известняков у с. Мальцево и д. Новая Москва - снижают экономическую оценку месторождения и позволяют считать его совершенно непригодным не только для промышленного освоения, но и для постановки каких-либо дополнительных геолого-разведочных работ.

В настоящее время единственным источником для получения воздушной строительной извести для нужд строительства г. Анжеро-Судженска является Лебединское месторождение, имеющее неразведанные запасы.

В 1955 году, в соответствии с плановым заданием геолого-разведочного треста МПСМ РСФСР, партией его Западно-Сибирского отделения были проведены геолого-разведочные работы на наиболее перспективных месторождениях карбонатного сырья. Одновременно с этим, автором был собран материал, позволяющий дать общую оценку возможности нахождения месторождений известняка в пределах 10 км полосы вдоль линии железной дороги от разъезда Пихтач до ст. Ижморская и проведено изучение эксплуатирующего^{ся} Лебединского месторождения. Краткие результаты этого, приводимые ниже, позволяют более правильно подойти к вопросу о значении месторождений карбонатного сырья, расположенных на более значительных расстояниях от железной дороги и потребителя.

а/ О возможности проведения поисков известняков
в пределах 10 км полосы вдоль линии железной
дороги от разъезда Пихтач до ст. Ижморская

Восточная часть полосы, от ст. Ижморская до ст.

Яя сложена интрузией габбро и частично кембрийскими некарбонатными породами, обнажения которых встречаются только в районе ст. Яя и по реке Почитанка. Совершенно ясно, что эта часть полосы не может представлять какого-либо интереса в отношении наличия месторождений известняков. Кроме того, здесь широким развитием пользуются рыхлые отложения, почти сплошным чехлом перекрывающие палеозойские породы. По данным, полученным в Ижморской экспедиции ЗСГУ, мощность только четвертичных осадков на этой площади превышает 10 м и равна в среднем 15-20 м. Необходимо отметить, что эти материалы были получены в результате разбуривания интересующей нас площади скважинами, расположенными довольно равномерно, на расстояниях друг от друга не более 1 км.

Центральная часть полосы, от ст. Яя до г. Анжеро-Судженска представляет довольно ровное водораздельное пространство между р. Яя и ее протоком р. Чиндат.

Река Чиндат от села Ольгинского до села Судженского протекает в неглубокой (до 10-15 м) долине, шириной около 500 м. Дно долины заболочено, борта пологие. В русле, шириной от 1 до 3 м встречается только черный илистый материал.

Обнажения палеозоя в этой части полосы полностью отсутствуют. Для характеристики мощности рыхлых отло-

жений было проведено обследование и замеры колодцев, дающих весьма конкретное представление об этом. В селе Судженка было осмотрено два колодца, глубиной 10 и 15 м. По сведениям, полученным от местных жителей колодцы проходились до глубины 20 м по рыхлым отложениям. Во время обследования уровень воды в них относительно поверхности был 8 и 12 м.

Результаты осмотра колодцев на разъезде Мальцево, на блокпосту между последним и ст. Судженка дали такие же результаты. Все колодцы имели глубину 10-20 м, а подавляющее количество 20 м, причём ни в одном из них при проходке каменных материалов встречено не было.

Западная часть полосы, от г. Анжеро-Судженска до разъезда Пихтач проходит по водоразделу между р. Яя и р. Мазаловский Китат. Выровненный рельеф благоприятствует значительному обводнению рыхлых отложений, залегающих на каменноугольных и девонских образованиях, среди которых возможно присутствие карбонатных пород. Однако полное отсутствие обнажений палеозоя, значительная мощность рыхлых отложений и их водоносность не позволяют ориентироваться на эту площадь и дают основание считать ее также бесперспективной. Мощность рыхлых отложений здесь превышает 10 метров. Уровень грунтовых вод обычно располагается близко от поверхности, с чем связаны плохие дорожные условия и наличие заболоченных участков.

Результаты обследования 10 км полосы вдоль железной дороги от разъезда Пихтач до ст. Ижморская ясно

свидетельствуют о бесперспективности её в отношении наличия не только известняков, но и вообще каменных естественных строительных материалов.

Нужно сказать, что П.Г.Грязев (1935), детально изучивший геологию Анжеро-Судженского района, приводит следующую характеристику обнаженности его и мощности рыхлых отложений: "Обнаженность в районе очень слабая; коренные породы здесь прикрыты сплошным покровом послетретичных аллювиально-делювиальных образований, особенно распространенных на высоких формах рельефа, где их мощность обычно порядка 20-30 м".

Кроме того, этот же автор отмечает наличие на водораздельных пространствах глубокой зоны выветривания, мощность которой в отдельных местах достигает до 60-80 метров.

В итоге можно сказать, что в Анжеро-Судженском районе, на удалении 5 км от железной дороги, в пределах площади ~~наибольшего~~ глубокого залегания палеозоя, нет перспективных участков для проведения поисково-разведочных работ с целью выявления месторождений карбонатного сырья.

б/ Перспективность Лебедянского месторождения известняков

Лебедянское месторождение известняков девонского возраста расположено на правом берегу р. Алчедат, правого притока р. Мазаловский Китат, на юго-западной окраине села Лебедянского. Месторождение находится в 10-12 км от станции Анжерская, в 3-4 км западнее Судженских копей

Л.М.Шорохов (1932), впервые изучивший месторождение и предварительно подсчитавший его запасы, указывал, что количество их недостаточно ясно и может оказаться в действительности меньшим по сравнению с подсчитанными. Этот же автор отмечал, что в то время действующим карьером была вскрыта вкрест простирания антиклинальная часть складки, сложенной известняками следующего химического состава:

CaO	-	53,25 %
MgO	-	следы
Fe ₂ O ₃	-	0,47 %
Al ₂ O ₃	-	0,71 %
SiO ₂	-	0,12 %

Нерастворимый остаток - 1,40 %

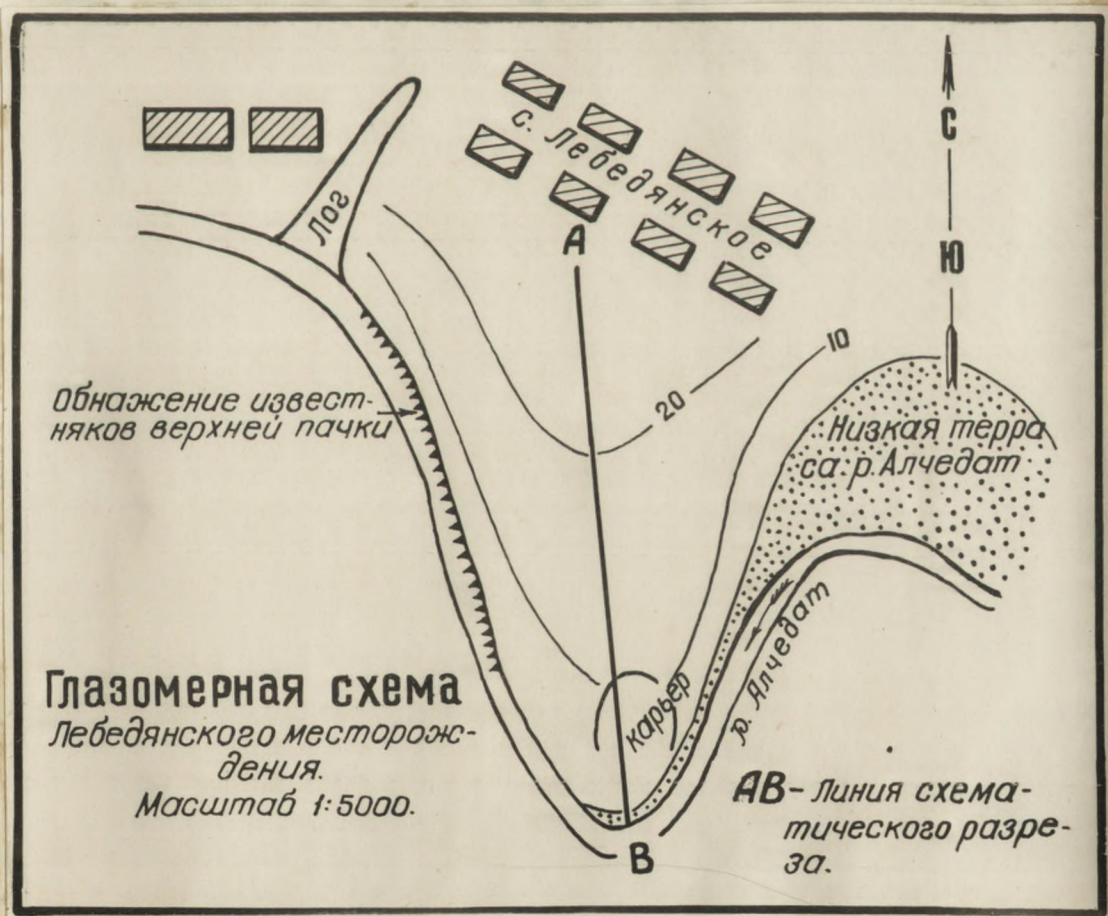
При изучении месторождения в 1955 году автором было установлено, что оно сложено двумя пачками пород, собранными в пологие мелкие складки ЗСЗ простирания.

Нижняя пачка, наиболее полно обнаженная в карьере, представлена плотными, неслоистыми, серыми, иногда темносерыми, мелкокристаллическими известняками с обильной фауной одиночных и колониальных кораллов. В нижней части пачки известняки не имеют прослоев глинистых, известковистых сланцев, которые появляются в верхней части разреза, имея слабое развитие по отношению к слоям карбонатных пород. Видимая мощность этой нижней пачки в карьере 6 метров.

Верхняя пачка, нижняя граница которой проводится условно, отличается частым чередованием карбонатных

слоев с глинистыми известковистыми сланцами и не может иметь практического интереса. В разрабатываемом карьере мощность этой части разреза около 3 м. Мощность слоев плотного известняка, чередующихся с известковистыми глинистыми породами, редко достигает 10 см и закономерно снижается к верхней части разреза, где преобладающим развитием пользуются сланцы.

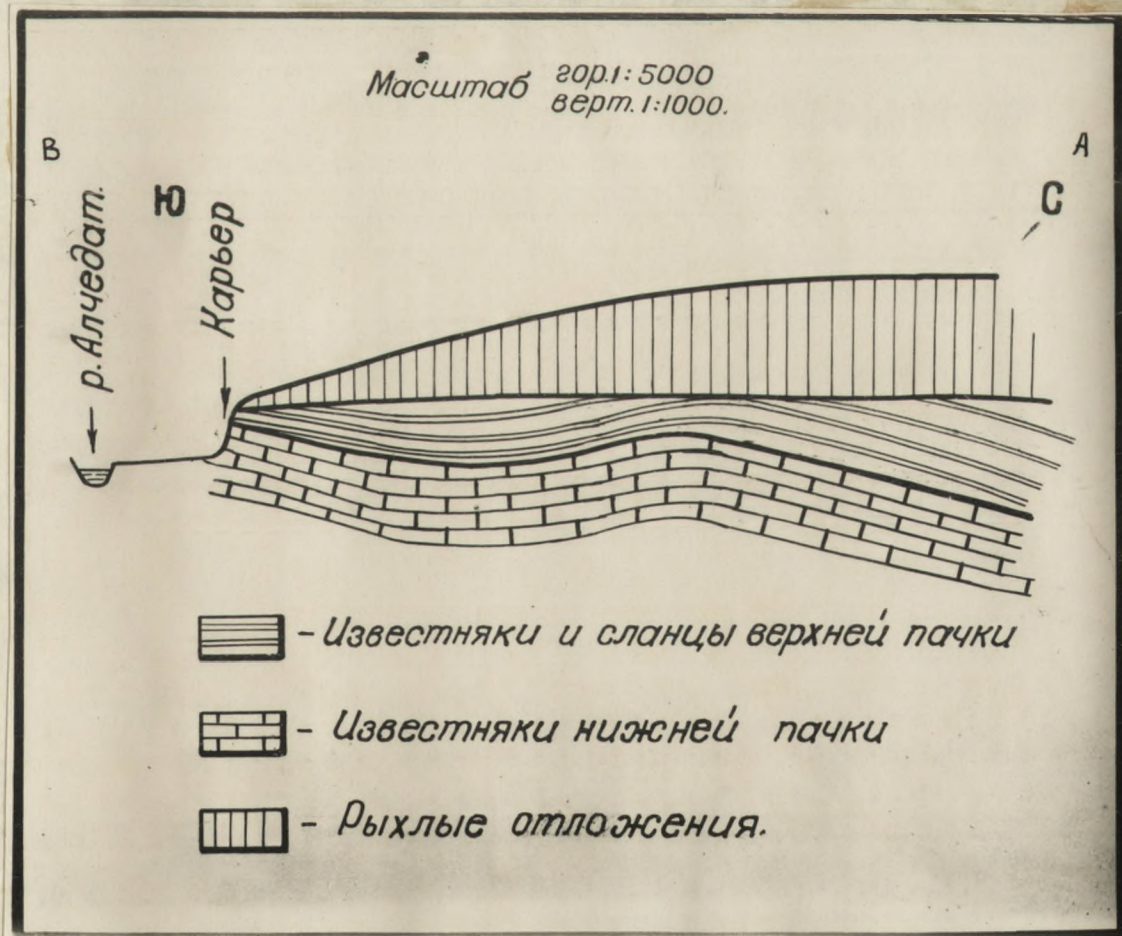
В 100 метрах к СЗ от карьера, на правом берегу р. Алчедат имеется обнажение известняков и сланцев верхней пачки, собранной в пологие мелкие складки (фиг. 56)



фиг. 56

В этом обнажении, протягивающимся в меридиональном направлении и секущим структуру месторождения почти вкрасст простираения наиболее плотные однородные известняки встречаются только в ядрах антиклиналей, являясь аналогами нижней пачки, развитой в карьере.

В настоящее время в продолжающемся отрабатываться карьере хорошо устанавливается характер залегания известняков, которые имеют заметное падение на ССВ под углом около 10° , в сторону обнажения по р. Алчедат. В южной части этого обнажения наблюдается воздымание слоев по направлению к карьере.



Фиг. 57. Схематический геологический разрез Лебединского месторождения по линии АВ.

Схематическое геологическое строение месторождения может быть более отчетливо представлено в виде приводимого геологического разреза.

Становится совершенно очевидным, что при дальнейшей отработке карьера на север (а это направление только и возможно) отрабатываемые слои будут погружаться при одновременном повышении рельефа самой площади. В результате этого мощность вскрыши значительно увеличится, а мощность полезной толщи сократится. При этом необходимо учитывать невозможность отработки месторождения на глубину ниже уровня реки Алчедат в связи с несомненным проникновением воды в карьер.

Одновременно следует указать, что к северу от карьера и обнажения происходит общее погружение отложений девона под рыхлые образования, о чём свидетельствует отсутствие обнажений девона в ложке, пересекающем село Лебедянское и глубокие колодцы в этом же селе, пройденные по рыхлым породам до глубины 15 метров.

Приведенные материалы свидетельствуют о малой перспективности Лебедянского месторождения и позволяют считать его запасы значительно меньшими, чем подсчитанные Л.М.Шороховым.

Несомненно, что в течении нескольких лет месторождение еще может удовлетворять потребности г.Анжеро-Судженска и района в строительной извести, но в дальнейшем, да еще при увеличении потребления сырья, возросшая мощность вскрыши и сократившаяся мощность отрабатываемого слоя поставят под сомнение целесообразность дальнейшей его эксплуатации.

в/ Месторождения карбонатного сырья, связанные с метаморфическими и кембрийскими породами района нижнего течения реки Золотой Китат

Месторождения этого района, хотя они и располагаются на более значительных расстояниях от основных потребителей сырья и железной дороги, заслуживают ~~большого~~ тщательного изучения. Это прежде всего вызывается их значительными запасами качественного сырья, позволяющими организовать (если возникнет такая необходимость) крупные механизированные карьеры. Кроме того, следует учитывать, что в пределах Анжеро-Судженского района другие его части не являются перспективными в отношении месторождений качественных известняков, которые имеются только по р. Золотому Китату.

Все это заставляет более подробно остановиться на Мальцевском и Ново-Московском месторождениях, изученных автором с проведением разведочных работ в 1955 году.

1. Мальцевское месторождение

Мальцевское месторождение кристаллических известняков расположено на правом берегу р. Золотой Китат, в 250 м ниже устья р. Алчедат. На левом берегу реки Золотой Китат, против месторождения расположено село Мальцево.

Наиболее крупным, близко расположенным населенным пунктом является рабочий поселок и железнодорожная станция Яя, где находятся районные организации Анжеро-Судженского района. Станция Яя и с. Мальцево соединены проселочной дорогой длиной около 8 км, хорошо проходимой для автотранспорта в летнее время года.

Со станции Ижморская, являющейся центром Ижморского района, месторождение также связано проселочной дорогой, протяженностью около 16 км и благоприятной по своему профилю для автотранспорта. Необходимо заметить, что летом 1955 года, а также и в течение многих предыдущих лет, мрамор месторождения доставлялся автомашинами на ст. Ижморская для строительных целей.



Фиг. 58. Общий вид Мальцевского месторождения.

Кроме того, с. Мальцево связано проселочной дорогой, длиной 10 км, с Антоновским рудником, соединенным железнодорожной веткой со ст. Судженка.

Мальцевское месторождение приурочено к высокому правому берегу р. Золотой Китат и характеризуется весьма широким развитием скалистых обнажений мрамора и кристаллических сланцев (фиг. 58).

Толща графитистых мраморов на площади месторождения имеет СЗ простирание и почти вертикальное, чаще всего СВ падение. В северо-западном направлении мрамор

ры прослеживаются в естественных обнажениях до детского санатория. С северо-востока и востока мраморы ограничиваются габбровой интрузией и кристаллическими сланцами.

Уже указывалось, что первая оценка запасов Мальцевского месторождения была сделана Л.М.Шороховым (1932), который считал их равными 160000 м^3 . В дальнейшем, до 1955 года никаких разведочных работ, с целью более отчетливого выяснения запасов месторождения, на его площади не проводилось.

В 1955 году месторождение было предварительно разведано Анжеро-Судженской геолого-разведочной партией Западно-Сибирского отделения "Геолстромтрест'а", что позволило более точно оконтурить тело полезного ископаемого.

Разведочные работы проводились путем проходки шурфов и канав, расположенных по разведочным линиям, ориентированным вкрест простирания кристаллических известняков.

В итоге было выяснено, что площадь, которую можно ввести в подсчет запасов на основании составленной глазомерной схемы месторождения равна 9 га. (фиг. 59).

Средняя мощность полезной толщи принималась равной 20 метрам, так как в южной части месторождения мощность мрамора вводимого в подсчет запасов около 35 метров, а в северной, более обширной по площади, она снижается до 15 метров. Отсюда, общее количество запасов мрамора месторождения оказывается равным 1800000 м^3 , что

более чем в 10 раз превышает запасы, определенные ориентировочно Л.М.Шороховым.

При этом необходимо отметить, что мощность вскрыши, судя по выработкам, доходит до 4 метров, что не может снижать оценку месторождения.

Химическая характеристика толщи графитистых мраморов уже была дана при описании карбонатных пород.

Если воспользоваться анализами, приведенными у М.А.Мартынова и данными лаборатории кафедры технологии силикатов Томского политехнического института, характеризующими только пробы Мальцевского месторождения, то мраморы последнего будут отличаться следующими показателями:

CaO - от 46,33 до 53,78%; среднее для 10 проб - 51,19%.

MgO - от 0 до 0,94%; среднее для 10 проб - 0,51%

Fe_2O_3 - от 0,24 до 1,46%; среднее для 6 проб - 0,70%

Нераст.ост.- от 0,80 до 3,35%; среднее для 10 проб - 2,38%

Беря за основу средние результаты химических анализов проб, наиболее правильно отражающие химический состав мраморов месторождения, можно предварительно определить их пригодность для производства воздушной извести.

Согласно ГОСТа 5331-50 мраморы месторождения, содержащие CaO - 51,19% (соответственно CaCO_3 - 91,34%) являются пригодными для производства строительной воздушной извести и относятся к классу Б. Этому не противоречат и небольшие содержания нерастворимого остатка, MgO и Fe_2O_3 .

Совершенно ясно, что говорить сейчас о качестве получаемой продукции и о методике проведения обжига кристаллических известняков преждевременно, в связи с отсутствием каких-либо специальных лабораторных исследований. Нужно только заметить, что местное население использует мраморы Мальцевского месторождения для получения воздушной извести, а это может в какой-то степени характеризовать их пригодность для ее производства.

Мальцевские мраморы также можно использовать как бут и щебень. При этом нужно сказать, что хотя определений механических свойств мраморов не проводилось, прочность их по предварительной оценке будет, повидимому, не менее $300-400 \text{ кг/см}^2$.

Полевое изучение обнажений мрамора позволяет говорить о его морозостойкости. Это подтверждается наличием на отлогих берегах р. Золотой Китат, вблизи скальных обнажений, большого количества различных по размерам (иногда до 1 м) обработанных водой полуокатанных обломков кристаллического известняка. Они с трудом раскалываются при ударах и несомненно являются морозостойкими, подвергаясь многократному испытанию этого свойства в естественных условиях. Кроме того, нижние части коренных обнажений, подвергающиеся действию воды, не имеют следов морозного выветривания и обладают сглаженными очертаниями.

Что касается характера трещиноватости мрамора Мальцевского месторождения и величины кусков камня при от-

работке, то сделать какой-то единый вывод для всего месторождения не представляется возможным. Здесь необходимо отметить, что трещиноватость отдельных участков месторождения крайне неравномерна и интенсивность ее в некоторых случаях позволяет говорить о больших размерах не трещиноватого камня (до 1 м).

Однако, в основном, на подавляющей площади обнажения против с. Мальцево трещиноватость довольно интенсивна, в результате чего, при отработке месторождения Ижморскими организациями, в штабелях и осыпях обломки главным образом имеют размеры от 10 до 30-50 см и несколько уплощенную форму.

Подводя итог, необходимо отметить, что по нашему мнению месторождение необходимо подвергнуть более детальному исследованию в отношении его запасов и качества сырья, что будет иметь несомненный интерес для дальнейшего развития Анжеро-Судженского и других близлежащих районов.

2. Ново-Московское месторождение

Ново-Московское месторождение известняков расположено на юго-западной окраине д. Новая Москва, на левом берегу р.Перепели, в 1 км выше ее впадения в р.Золотой Китат.

Наиболее близким участком железной дороги является тупик Антоновского рудника, расположенный в 11 км СЗ месторождения и соединенный с д. Новая Москва проселочной дорогой, проходящей через д. Выдринка. Дорога от Новой Москвы до Выдринки проходит по водораздельному

пространству между р. Яя и ее притоком р. Золотой Китат. Значительных изменений высот рельефа на этом участке не наблюдается, хотя довольно часто встречаются неглубокие (до 4-7 м) ложки, проезд через которые в связи с отсутствием мостов в дождливое время затруднителен.

До деревни Выдринка имеется дорога и через с. Мальцево, протяженностью около 14 км, находящаяся в более хорошем состоянии, чем предыдущая.

Наиболее короткий путь от д. Выдринка до тупика Антоновского рудника проходит через реку Яя, переезд через которую возможен только в периоды незначительного выпадения атмосферных осадков.

Наиболее благоприятным путем для транспортировки сырья месторождения в г. Анжеро-Судженск является дорога, проходящая от д. Новая Москва через д. Ломовицы, с. Мальцево, д. Выдринка, пос. Брусничный, через подвесной мост на р. Яя. Общая протяженность этого пути немного больше 30 км, причем дорога от подвесного моста через р. Яя до г. Анжеро-Судженска гравирована^и хорошо и проходима для автотранспорта.

Само Ново-Московское месторождение приурочено к левому берегу р. Перепили и расположено в выгодных эксплуатационных условиях.

Краткие сведения о месторождении имеются у Ю.П. Казакевич и А.А. Люберцева (1941) и в отчете М.А. Мартынова (1945), однако отсутствие геолого-разведочных работ не позволяло до последнего времени правильно определить запасы месторождения и дать его экономическую оценку.

Наиболее полно месторождение было изучено нами во время полевых работ Анжеро-Судженской партии Западно-Сибирского отделения "Геолстромтрест"а в 1955 году.

По данным этих работ геологическое строение месторождения относительно несложно. В строении его принимают участие серые монотонные кембрийские известняки, тело которых имеет мощность около 500 м и протягивается в северо-западном направлении. С северо-востока и юго-запада известняки контактируют со сланцами, контакт которых с карбонатными породами скорее всего близок к вертикальному.

Мы уже указывали, что месторождение приурочено к крутой антиклинальной складке, в осевой части которой залегают известняки. Простираение пород, наблюдаемых в выработках и естественных обнажениях, расположенных к северу от р. Перепели, хорошо выдерживается и чаще всего бывает равным $310-320^{\circ}$. Падение их в осевой части складки почти вертикальное, иногда опрокинутое, к северо-востоку наблюдается выполаживание пластов.

С юга, по долине р. Перепели, толща известняков контактирует по дизъюнктивному нарушению со сланцами и песчаниками, одинаковыми с перекрывающими карбонатные породы. Тектоническая природа контакта, не вскрытого разведочными выработками и естественными обнажениями, устанавливается довольно отчетливо наличием обнажений пород песчано-сланцевого состава на правом берегу р. Перепели, расположенных на простирании известняков месторождения. Кроме того, сами песчаники и сланцы по

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Ново-Московского месторождения известняков

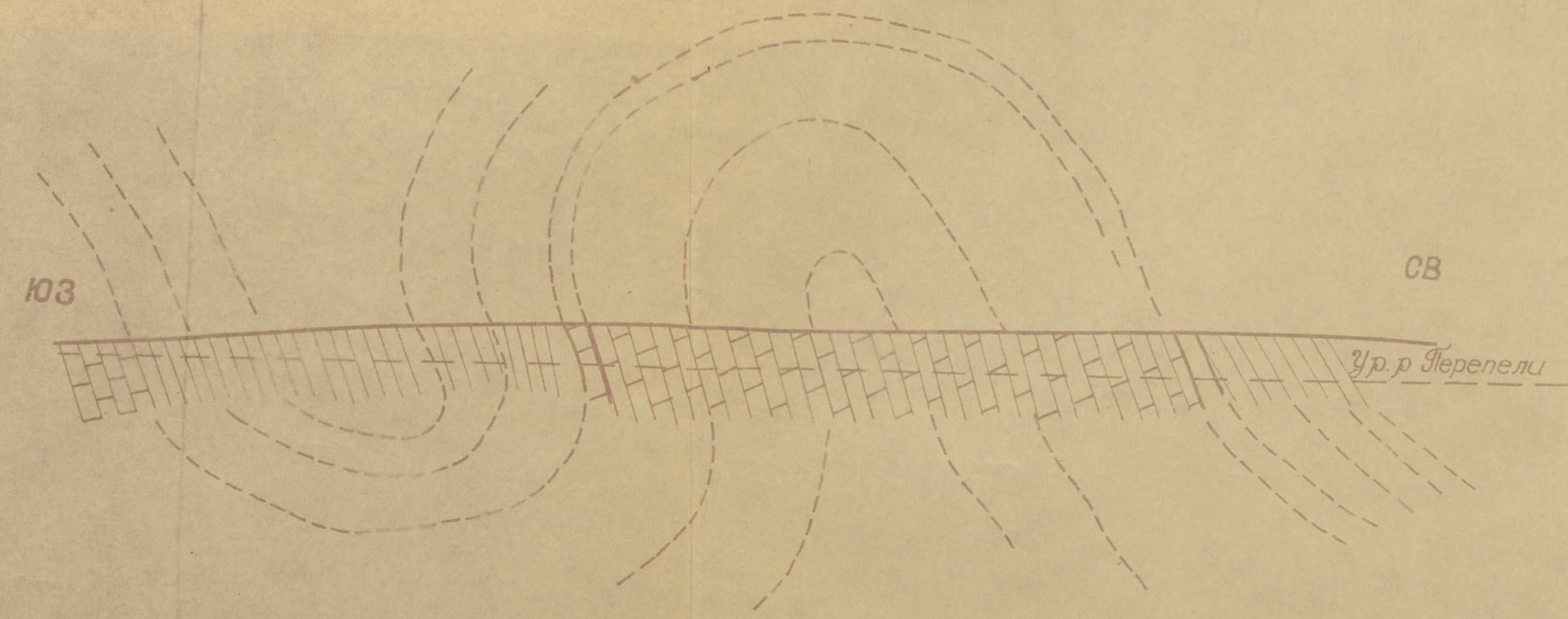
(Составлена на глазомерной основе)
М.б. 1:5000.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

- Сланцы
- Известняки
- Предполагаемая граница известняков и сланцев.
- Дизъюнктивное нарушение
- Канавы шурфы и скважины вскрывшие известняки
- Канавы и шурфы вскрывшие сланцы
- Шурфы и скважины ручного бурения не достигшие палеозоя и остановленные в рыхлой толще.
- Площадь развития известняков оконтуренная выработками и естественными обнажениями и принятая к подсчету запасов
- Обнажения сланцев и песчаников.
- Обнажения известняков.

Геологический разрез по линии А-В.



направлению к разведанной карбонатной площади сменяются резко по простирацию известняками (фиг. 60). Отсюда становится ясным, что долина р. Перепели приурочена к тектоническому нарушению. Однако строение площади, расположенной южнее дизъюнктива (за исключением ее центральной части) является не установленным и наличие песчано-сланцевых отложений в западной и восточной частях ее показано на карте условно.

Разведка Ново-Московского месторождения проводилась шурфами, канавами и скважинами ручного бурения, располагающимися по разведочным линиям. Разведочные линии ориентировались вкрест простираания известняков и разбивались на расстоянии одна от другой в 150 м. Выработки на линиях проходились через 100 м, а на площади развития известняков - через 50 м.

Химические анализы известняков, приведенные выше свидетельствуют о высоком качестве карбонатных пород Ново-Московского месторождения.

Если воспользоваться результатами химических анализов известняков, которые были выполнены лабораторией кафедры технологии силикатов Томского политехнического института, то количество CaO в них в среднем для 12 проб равно 54,57%, что при пересчете на CaCO_3 дает 97,37 %. Количество нерастворимого остатка в подавляющем числе проб не превышает 2%, а содержание MgO обычно измеряется десятками процента.

Согласно ГОСТа 5331-50 известняки являются пригодными для производства воздушной извести и относятся к классу А. Малые содержания SiO_2 и Al_2O_3 , а также MgO

позволяют предполагать о возможном получении из известняков жирной воздушной извести.

Учитывая химический состав известняков Ново-Московского месторождения можно считать, что они являются также пригодными для производства извести, употребляющейся при изготовлении силикатного кирпича. Кроме того, отсутствие в известняках пирита и апатита (с чем обычно связываются содержания S и P) позволяет говорить о их возможном использовании в качестве флюса. Так, например, если сравнить химический состав известняков с требованиями, предъявляемыми к флюсовым известнякам для доменных печей Кузнецкого комбината, то сырье месторождения может быть отнесено к первому сорту.

Вообще нужно сказать, что судя по имеющимся анализам известняки месторождения могут быть использованы различными отраслями промышленности.

Несомненно, что известняки месторождения пригодны как бутовый камень и щебень и смогут выдерживать нагрузки в несколько сотен кг/см². Некоторое сомнение только вызывает наличие тонких жилок вторичного кальцита, в результате чего механическая прочность породы может быть снижена.

Декоративные качества известняков низкие, так как серая, однотонная окраска их не создает красивой полированной поверхности. Кроме того, наличие в некоторых участках месторождения слабой сланцеватости не позволяет предполагать возможность получения крупных не трещиноватых блоков, пригодных для распиловки. Отсюда

известняки месторождения являются мало пригодными для производства облицовочных материалов, но могут быть использованы для получения мраморной крошки, что несколько снижается серой, монотонной окраской.

Подсчёт запасов месторождения, был проведен на глазомерной топооснове, причём площадь вошедшая в подсчёт оказалась равной 26 га. За нижнюю границу подсчёта принимался уровень р. Перепели (соответствует на геологической карте нулевой горизонтали); верхняя проводилась по забоям выработок, вскрывших известняки.

В большинстве выработок мощность полезной толщи изменяется от 20 до 30 м и равна в среднем 25 м. Однако при подсчёте запасов месторождения необходимо учесть наличие выработок, не вскрывших полезное ископаемое, и снижение мощности полезной толщи до 5 м в районе естественных выходов известняка.

Поэтому в подсчёте запасов средняя мощность принимается равной 20 м, что при умножении на площадь дает запасы, равные 5.200.000 м³.

Мощность вскрыши на месторождении, в основном, изменяется в пределах от 1 до 5 м и только в отдельных, редких выработках превышает 10 м.

Из всех известных на территории Анжеро-Судженского района месторождений Ново-Московское заслуживает наибольшего внимания как по количеству запасов, так и по качеству своего сырья.

Месторождения известняков каменноугольного и девонского возраста, располагающиеся в более выгодных эконо-

мических условиях, ближе к основному потребителю - г. Анжеро-Судженску, но обладающие малыми запасами и более низким качеством сырья, не могут иметь большого значения для дальнейшего развития района .

Нам кажется, что значительная удаленность Ново-Московского месторождения от железной дороги и от г. Анжеро-Судженска не может служить большим препятствием для эксплуатации месторождения, так как затраты на транспортировку сырья будут окупаться его высоким качеством и возможностью организации механизированного карьера.

Отсюда нужно считать целесообразным провести на месторождении в ближайшее время детальные геолого-разведочные работы , позволяющие окончательно решить вопрос о его запасах.

В заключение нам хочется особо подчеркнуть, что потребности Анжеро-Судженского района в карбонатном сырье могут быть удовлетворены в дальнейшем только за счёт Мальцевского или Ново-Московского месторождений, так как другие площади района, расположенные ближе к г. Анжеро-Судженску, не являются перспективными в отношении этого вида сырья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологическом строении сложно дислоцированной полосы, протягивающейся в ССЗ направлении, вдоль долины р. Золотого Китата, наряду с мало измененными, фаунистически охарактеризованными осадочно-эффузивными толщами кембрия, принимают участие метаморфические породы. Они представлены амфиболитами, хлоритовыми и эпидотовыми сланцами, мраморами с графитом и широко развиты к югу, за пределами изученной территории, где возраст их многими авторами считался докембрийским, а метаморфизм оценивался ими как региональный.

В исследованном районе, по вопросу возраста и типа метаморфизма этих относительно сильно измененных пород имеется две основные точки зрения.

Такие исследователи как К.В.Радугин (1933), Ю.П. Казакевич и Т.Ф.Васютинская (1940) высказывались за докембрийский возраст и признавали региональный характер изменения метаморфических пород района, резко отделяя их тем самым от осадочно-эффузивного комплекса кембрия.

Другие авторы (А.С.Мухин, 1947; А.С.Кириллов, 1948) отождествляли метаморфические толщи по возрасту с кембрийскими и считали, что изменение первых произошло в результате контактового воздействия на кембрийские отложения тел габбровой интрузии в обстановке развития крупных зон дробления.

С целью разрешения этого спорного вопроса в геологии северной оконечности Кузнецкого Алатау автором было проведено изучение метаморфических пород района и мало измененного осадочно-эффузивного кембрия. При этом главное внимание было уделено карбонатным толщам района и силикатным метаморфическим породам.

При исследовании карбонатных толщ большое место уделено изучению тел силикатного состава, встречающихся в графитистых мраморах. Необходимость этого была вызвана тем, что эти образования, природа которых различно оценивалась предыдущими авторами, привлекались для разрешения вопросов стратиграфического порядка и для оценки типа метаморфизма толщи.

Так, например, А.С.Мухин (1947) и А.С.Кириллов (1948), считая включения обломками тел габбровой интрузии, видели в этом доказательство наличия крупных тектонических зон, по которым произошло растаскивание залегающих поблизости магматических пород в карбонатную толщу. Этими интенсивными тектоническими подвижками они и объясняли метаморфизм толщи мраморов с графитом, доказывая тем самым возможность её образования за счёт кембрийских известняков.

Петрографическое изучение силикатных тел и их условий залегания среди графитистых мраморов, позволили сделать целый ряд выводов.

1. Силикатный материал залегает в графитистых мраморах как в виде относительно крупных изолированных тел, так и в виде тонкой сыпи отдельных зерен силикатов, часто придающих мрамору полосчатый вид.

2. Включения силикатного состава по своему залеганию приурочены к определенной части толщи графитистых мраморов и имеют характер стратиграфического горизонта.

3. Наиболее характерными минералами ^{силикатных тел} являются пироксены ряда диопсид-геденбергит, авгит, паргасит, обыкновенная роговая обманка, скаполит и кальцит.

4. Для включений весьма характерно наличие сито-видных структур и округлых, как бы "оплавленных" зерен, что является характерным для образований метасоматического происхождения.

5. Точка зрения А.С.Мухина (1947) и А.С.Кириллова (1948), которые считали, что тела силикатного состава представляют из себя обломки габбровых пород, проникших в мраморы при тектонических подвижках, не может быть принята. Это опровергается минералогическим составом, структурными особенностями включений, их условиями залегания, а также полным отсутствием связи силикатных тел с наиболее деформированными участками карбонатной толщи и с "питающими" породами.

6. Присутствие включений силикатного материала в толще графитистых мраморов не является доказательством наличия крупных тектонических зон, в условиях которых могло происходить образование метаморфических карбонатных пород.

7. Как показали исследования, силикатные тела по своему происхождению представляют вулканический материал, видоизмененный в дальнейшем в результате биметасоматоза, основной чертой которого является реакционное

взаимодействие между этими вулканическими продуктами и самой карбонатной породой.

Минералогический состав включений свидетельствует о довольно высоких температурах этого процесса, происходящего в тот же период времени, что и метаморфизм толщи графитистых мраморов.

Весьма существенные выводы можно сделать в результате изучения самих карбонатных пород и, особенно, толщи графитистых мраморов.

1. Изучение толщи в обнажениях района с. Мальцево и пос. Братского свидетельствует о довольно выдержанном облике карбонатных пород, существенной чертой которых является довольно крупнозернистая, неравномернозернистая структура и массивная, реже сланцеватая текстура. Особенностью минералогического состава мраморов служит повсеместная примесь графита, пирита и очень часто мусковита.

2. Химический состав мраморов отличается однообразием и не зависит от расположения ~~интрузивных~~ тел габбровой интрузии.

3. Среди массивных разновидностей карбонатных пород встречаются мраморы, текстура которых, на первый взгляд, кажется слоистой. Такая оценка текстуры этих разновидностей карбонатной толщи могла бы явиться веским доказательством неравномерности метаморфизма всей толщи, что позволило бы отрицать его региональный характер.

Однако ~~интрузивные~~ изучение микроскопических особенностей этих "слоистых" представителей и всех переходных

типов между ними и массивными мраморами, дает полное основание считать, что формирование указанной текстуры произошло при разрушении типичных для толщи кристаллических, массивных разностей. По степени проявления катаклаза все графитистые мраморы можно расположить в последовательный ряд, характерной чертой которого является постепенное увеличение количества дробленого тонкозернистого агрегата зерен кальцита, отсутствующего в массивных типах и почти полностью слагающего тонкосланцеватые псевдослоистые мраморы.

Наличие в толще графитистых мраморов тонкосланцеватых псевдослоистых разностей, структура которых является тонкомилонитовой с редкими порфирокластами кальцита, ни в какой мере не опровергает вывода о выдержанном характере метаморфизма пород и свидетельствует о том, что в наиболее податливых участках толщи дислокационные процессы не создавали кристаллических структур, а разрушали ранее созданные.

4. Раесматривая возрастное соотношение между процессами милонитизации, временем оформления мраморов с графитом как кристаллических пород и биметасоматическим изменением включений силикатного материала, можно считать, что первые являются наиболее молодыми и их роль сводится к разрушению ранее созданных кристаллических образований.

5. Метаморфизм толщи графитистых мраморов не связан с имеющимися в районе телами основной интрузии, так как последние не всегда встречаются совместно с кристалли-

ческими карбонатными породами, а магма основного состава не могла вызвать такое равномерное изменение карбонатной толщи, совершенно неменяющей своего облика при удалении от интрузивных тел на расстояния, измеряемые сотнями метров.

С целью сопоставления с графитистыми мраморами проводилось изучение петрографических обобщенностей и химического состава известняков кембрия, наиболее полно представленных в районе д. Новой Москвы. В результате этого можно сделать следующие выводы.

1. Известняки кембрия отличаются от мраморов с графитом своим химическим составом, для которого является характерным более значительное содержание CaO и меньшие количества MgO и нерастворимого остатка.

2. Известняки кембрия содержат весьма незначительные количества органического вещества (если за него принимать даже все тонкодисперсные частицы, придающие им светлосерую окраску). Это позволяет говорить о различии условий накопления кембрийских известняков по сравнению с обстановкой седиментации первичного материала графитистых мраморов.

3. Известняки кембрия весьма слабо перекристаллизованы. В них встречаются органогеновые структуры и стилолитовые швы. Ни в одной выработке, вскрывшей эти породы, и в естественных обнажениях нигде не было встречено каких-либо посторонних примесей и вся толща отличается весьма выдержанными химическими и петрографиче -

скими свойствами. Широкое развитие включений силикатного материала в графитистых мраморах и полное отсутствие их в известняках кембрия в какой-то степени может служить доказательством разновозрастности этих карбонатных пород.

Изучение условий залегания силикатных метаморфических пород и их петрографии позволило проверить правильность выводов, полученных при исследовании карбонатных толщ и окончательно решить вопрос о типах метаморфизма измененных пород северной оконечности Кузнецкого Алатау.

1. Среди метаморфических пород района нижнего течения р. Золотого Китата встречаются амфиболиты и различные сланцы, в основном хлоритового и эпидотового состава:

2. Амфиболиты встречаются в виде более значительных по размерам тел и отличаются почти полным отсутствием даек магматических пород. В местах наиболее сильной деформации в амфиболитах появляется актинолит, иногда полностью заменяющий обыкновенную роговую обманку, и хлорит.

3. Условия залегания хлоритовых и эпидотовых сланцев отличаются широким развитием даек спессартита, рассекающих сланцы на небольшие блоки. Сам сланцы сильно деформированы, в них часто наблюдается илоичность.

4. Характерной чертой минералогического состава сланцев является присутствие вместе с хлоритом и

эпидотом среднего плагиоклаза, не типичного для фации зеленых сланцев. Этот минерал можно считать реликтовым, сохранившимся от исходной породы.

5. Метаморфизм сланцев, характерной чертой которого (в отличие от амфиболитов) является появление низкотемпературных минералов наряду с сохранением более высокотемпературных реликтовых зерен, может быть оценен как повторный, регрессивный. С этой оценкой типа метаморфизма сланцев хорошо увязывается сильная деформация этих пород и насыщенность их дайками спессартита.

6. Хлоритовые и эпидотовые сланцы, а также амфиболиты с актинолитом и хлоритом являются производными повторного, более низкотемпературного динамо-термального метаморфизма, которому были подвергнуты метаморфические породы амфиболитовой фации.

7. Оценка сланцев, как продуктов повторного метаморфизма, позволяет более правильно оценить тип изменения амфиболитов. Последние, залегающие обычно вместе с графитистыми мраморами, возникли за счёт магматических (а возможно частично и за счёт осадочных) пород в условиях значительного погружения. Их метаморфизм не связан с контактовым воздействием тел габбровой интрузии и не может быть объяснен влиянием зон дробления.

8. В северной части Кузнецкого Алатау действительно имеются зоны дробления. Однако в них не наблюдается образования высокотемпературных метаморфических пород, а повторное изменение ранее созданных производных реги-

онального метаморфизма носит, как правило, более низкотемпературный характер.

Карбонатные породы северной оконечности Кузнецкого Алатау заслуживают внимания с точки зрения их промышленного использования. В результате разведочных работ, проводившихся автором в 1955 году на Ново-Московском и Мальцевском месторождениях карбонатного сырья и изучения перспектив всего Анжеро-Судженского района в отношении наличия этого вида полезного ископаемого были получены следующие результаты:

1. Все известные месторождения девонского и каменноугольного возраста обычно характеризуются незначительными запасами и не имеют перспектив для их увеличения.

2. Лебедянское месторождение, эксплуатирующееся в настоящее время для получения строительной извести, в скором времени не сможет удовлетворять потребность района в связи с резким ухудшением условий отработки известняка.

3. Наибольшего внимания для удовлетворения нужд Анжеро-Судженского и других близ лежащих районов заслуживают Мальцевское и Ново-Московское месторождения.

4. Мраморы Мальцевского месторождения, судя по химическим анализам, пригодны для производства строительной воздушной извести класса Б, а также могут быть использованы как бут и щебень.

В результате разведочных работ 1955 года запасы месторождения составляют 1800000 м³.

Месторождение может разрабатываться открытым способом и находится в выгодных эксплуатационных условиях.

5. Ново-Московское месторождение сложено светлосерыми известняками кембрия, обладающими весьма высоким качеством и не имеющих себе аналогов среди других месторождений района.

Исходя из химических анализов, сырье месторождения пригодно для производства воздушной извести класса А и ~~или~~ силикатного кирпича.

Обращает на себя внимание возможность использования известняков в качестве флюса. При этом, если сравнить химический состав их с требованиями, предъявляемыми к флюсовым известнякам для доменных печей Кузнецкого комбината, то сырье месторождения может быть отнесено к первому сорту.

Запасы Ново-Московского месторождения довольно значительны (5200000 м³) и располагаются в выгодных эксплуатационных условиях.

Подводя итог результатам всей проделанной работы необходимо сделать общие выводы.

1. Метаморфические толщи, развитые в нижнем течении р. Золотой Китат представляют из себя продукты регионального метаморфизма, условия которого отвечали амфиболитовой фации. Наличие в районе тел габбровой интрузии не может явля^{тс}я причиной возникновения метаморфических пород (амфиболитов и мраморов с графитом).

2. Среди регионально метаморфизованных пород встречаются более низкотемпературные образования (тонкосланцеватые мраморы, хлоритовые и эпидотовые сланцы, амфиболиты с актинолитом и хлоритом), возникновение которых тесно связано с имеющимися тектоническими зонами. Этот повторный, регрессивный метаморфизм произошел позже регионального и носит динами-термальный характер, отличаясь более низкотемпературными условиями.

3. Метаморфические толщи исследованного района не одновозрастны с осадочно-эффузивным кембрием и являются более древними по сравнению с ним.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- А н а н ь е в А.Р. и В а с и л ь е в Д.А. О на-
ходках железной и марганцевой руды по СЗ окраине
Кузнецкого Алатау в системе р. Золотого Китата.
Вестник ЗСГРТ, № 5, 1936.
- А н а н ь е в А.Р. и В а с и л ь е в Д.А. Полез-
ные ископаемые бассейна р. Золотого Китата. Вестник
ЗСГУ, № 4, 1939.
- А н а н ь е в А.Р. К вопросу о кембрии и докембрии
в Мариинской тайге Кузнецкого Алатау. Труды горно-
геологического института ЗСФ АН СССР, в.2, 1948.
- Б а р т Т. Теоретическая петрология. Изд. ин. лит., 1956.
- Б е т е х т и н А.Г. Минералогия. Геолиздат, 1950.
- Б о б р о в н и к Д.П. Скаполит из кристаллического
известняка (ксенолита) гранодиоритового карьера ок-
рестностей ст. Гнивани Винницкой области. ДАН СССР,
нов.серия, т. 59, № 2, 1948.
- Б о б р о в н и к Д.П. Кристаллический известняк ок-
рестностей ст. Гнивани Винницкой области. Зап. Вс. мин.
общ., в. 4, 1953.
- Б о л ь г о в Г.П. и С и в о в А.Г. Новые данные по
стратиграфии древнего палеозоя юго-западного склона
Кузнецкого Алатау. Проблемы Сов. Геологии, № 9, 1933.
- Б у л ы н н и к о в А.Я. Саралинский золоторудный рай-
он. Геологическое строение района и Андреевский рудный
участок. Изв. Сиб. отд. Геол. Комит. т. УП, в. 3, 1928.

- В а с и л ь е в А.А. Геологическое строение хребта Арга в пределах излучены р. Чулыма. Изв. Зап.Сиб. отд. Геол.Комит. т. УШ, в.1, 1928.
- В е с е л о в с к а я М.М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. Ин-та геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 86 1950.
- Винчелл А.Н. и В и н ч е л л Г. Оптическая минералогия. Изд. ин.лит. , 1953.
- В о л о г д и н А Г. О возрасте енисейской свиты. Геол.Вестн. т.УП, № 1-3, 1929.
- В о л о г д и н А.Г. К стратиграфии восточного склона Кузнецкого Алатау. Сов. Геология, сб. 27, 1947.
- Г и н з б у р г И.И. и З а л е с с к и й Б.В. Исследования физических и химических свойств карбонатных пород. Тр. Ин-та геол.наук Акад.Наук СССР, в.122, 1950.
- Г о р е в а н о в Е.И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГРТ, в. 1, 1934.
- Г р у б е н м а н У. и Н и г г л и П. Метаморфизм горных пород. Георазведиздат, 1933.
- Г р я з е в П.Г. Анжеро-Судженский район. В сборнике "Полезные ископаемые Зап.Сиб. края", т. II, 1935.
- Г у к о в с к и й Е.А. Элементы геологии золоторудных месторождений Мариинской тайги. Вестник ЗСГРТ, в.5, 1932.
- Д о д и н А.Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.
- З а в а р и ц к и й А.Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.

- З а й ц е в А.М. Геологические исследования вдоль линии Сибирской ж.д. в области рр. Ни и Кии. Горн. Журнал, № 3, 1893.
- З а й ц е в А.М. Геологические исследования в районе Сибирской ж.д. между рр. Обью и Чульмом. Геол. Иссл. Сиб. ж.д., вып. 30, 1910.
- З е н к о в а А.А. и К а з а к е в и ч Ю.П. докембрий Кожуховского планшета на западном склоне Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ, № 2, 1939.
- К а з а к е в и ч Ю.П. и В а с ю т и н с к а я Т.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые СЗ оконечности Кузнецкого Алатау и ЮЗ окраины Чулымо-Енисейской впадины. Фонды ЗСГУ, 1940.
- К а з а к е в и ч Ю.П. и Л ю б е р ц е в А.А. Мраморы Анжеро-Судженского района. Вестн. ЗСГУ, № 1-2, 1941.
- К и р и л л о в А.С. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:200000, лист 0-45-XXXIII. Фонды ЗСГУ, 1948.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, вып. 71, 1936.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 12, 1940.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Ин-та геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 61, 1945.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. Ин-та геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 29, 1947.

- К о р ж и н с к и й Д.С. Петрология Турьинских скарно-
вых месторождений меди. Тр. Ин-та геол. наук Акад.
наук СССР, в. 68, 1948.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Факторы равновесия при мета-
соматозе. Изв. АН СССР, № 3, 1950.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических про-
цессов. В кн.: "Основные проблемы в учении о магмато-
генных рудных месторождениях". Изд. Акад. Наук СССР,
1953.
- К р а с н о п е е в а П.А. Об альгонской флоре в Сара-
линском районе Западной Сибири. Матер. по геол. Зап.
Сибири, в. 4, 1933.
- К р а с н о п е е в а П.С. Кельбесский золотоносный
район. Матер. по геол. Зап. Сибири, в. 16, 1934.
- К р а с н о п е е в а П.С. Альгонская флора и фауна
Саралинского района Кузнецко-Алатау. Матер. по геолог.
Красноярского края, № 8, 1939.
- К р а с н о п е е в а П.С. О докембрийских водорослях
Кузнецкого Алатау. Труды научн. конф. по изуч. и освоен.
произв. сил Сибири. т. II, 1940, Томск.
- К р а с н о п е е в а П.С. Некоторые строматолиты проте-
розоя Кабырзинского района Горной Шории. Тр. Горно-геол.
ин-та ЗСФ АН СССР, в. 2, 1948.
- К р а с н о п о л ь с к и й А.А. Геологические исследова-
ния и поиски каменного угля в Мариинском и Томском ок-
ругах в 1896-1897 гг. Геология Исслед. Сиб. ж.д., вып. 14
1898.

- Кузнецов В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдон-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. Зап.Сибири, № 10, 1940.
- Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. Моск. унив., 1956 .
- Кузнецов Ю.А. О стратиграфии палеозоя Горной Шории. Вестн. ЗСГТ, № 5, 1933.
- Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Мат. по геол. Зап.Сибири, № 15 (57), 1941.
- Кузьмин А.М. Материала к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. Ком., в. 2, 1928.
- Кузьмин А.М. Кузедеевские известняки на р.Кондоме. Изв. ЗСГУ, в. 1, 1931.
- Кузьмин А.М. Слой и наслоение. Труды горно-геолог. ин-та ЗСФ АН СССР, в. 11, 1950.
- Кузьмин А.М. Материалы к геологии и геохимии района Соломинского месторождения известняков верхнего девона. Труды Томского универс., т. 124, 1953.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 161, 1955.
- Лодочников В.Н. Главнейшие пороодообразующие минералы. Госгеолтехиздат, 1955.
- Лучицкий В.И. Петрография. Госгеолиздат, том 1, 1947.
- Ляхович В.В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 159, 1955.

- М а р т ы н о в М.А. Отчёт о поисковых и разведочных работах на стекольные известняки и доломиты для Анжеро-Судженского стекольного завода. Фонды ЗСГУ, 1945.
- М о н и ч В.К. Геологический очерк Берикульского золотопромышленного района. Тр. Нигризол, в.7, 1937.
- М о н и ч В.К. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории. Мат. по геол. Зап. Сибири, в.1, 1938.
- М у х и н А.С. Отчёт Золото-Китатской геолого-разведочной партии (за 1944-46 гг.) по оценке железорудных перспектив Яйского сидеритоносного района и вопросу северного продолжения Кузнецкого каменноугольного бассейна. Фонды ЗСГУ, 1947.
- Н и к и т и н Д.В. Годовой отчёт за 1926 г. Золотой Китат. Отчёт о сост. и деятельн. Геол.Комит. за 1925-1926 г. 1927.
- Н и к и т и н Д.В. Находка фауны в одной из древнейших толщ Кузнецкого Алатау. Геол. Вестн. № 1-3, 1928.
- Н и к и т и н Д.В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Труды ЦНИГРИ, в. 124, 1940.
- Н а л и в к и н Д.В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, том. I, 1955.
- О б р у ч е в В.А. Докембрий Сибири. Труды ХУП Муз. геол. конгр., т. II, 1939.
- П о л к а н о в А.А. Метаморфизм горных пород. Изд. КУБУЧ, 1931.
- П о л к а н о в А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Изв. АН СССР, ч. I, 1935.

- П о с п е л о в Г.Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексах Западной Сибири. Тр. Первого Всес. петр. совещ. В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Изд. АН СССР, 1955.
- П у с т о в а л о в Л.В. Петрография осадочных пород. Часть I. Гостоптехиздат, 1940.
- Р а д у г и н К.В. Отчёт о геологических исследованиях северной окраины Кузнецкого Алатау. Изв. Западно-Сиб. отд. Геол. Ком., т. УШ, в.6, 1929.
- Р а д у г и н К.В. Геология северной оконечности Кузнецкого Алатау, Анжеро-Судженского и Томского районов. Фонды ЗСГУ, 1933.
- Р а д у г и н К.В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Мат. по геол. Зап.Сиб.края, № 37, 1936.
- Р а д у г и н К.В. О соотношении кембрия и докембрия в Горной Шории. Пробл. Сов. Геол., № 4, 1937.
- Р а д у г и н К.В. 1. Докембрий Горной Шории. Труды ХУШ Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
- Р а д у г и н К.В. 2. Докембрий Алтае-Саянской Горной области. Стратигр. СССР, том I, 1939.
- Р а д у г и н К.В. Итоги и задачи изучения древнего кембрия и докембрия Западной Сибири. Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР, в. 2, 1948.
- Р о з е н б у ш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.

- Р у х и н Л.Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- С у щ и н с к и й П.П. Материалы по изучению контактов
глубинных горных пород с известняками в юго-западной
Финляндии. Тр. СПб. Общ. естествоисп., отд. геол. и
минер., т. XXXVI, в. 5, 1912.
- Т е р е н т ъ е в а Р.В. Геологический отчет о резуль-
татах предварительной и детальной разведок Выдринского
месторождения камня и поисково-разведочных работ на
Бобровском участке. Фонды ЗСГУ, 1954.
- Т е р н е р Ф.Д. Эволюция метаморфических пород изд.
ин. лит., Москва, 1951.
- У с о в М.А. Тельбесский железорудный район. Изв. Сиб.
отд. Геол. Комит., в. 5, 1927.
- У с о в М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибир-
ского края. Изд. ЗСГУ, Томск. 1936.
- Х а р к е р А. Метаморфизм. ОНТИ, 1934.
- Х а х л о в В.В. Отчет по поискам месторождений мрамора в Анжеро-Судженском и Киселевском районах Кемеровской области для организации карьера мраморных плит. Фонды ЗСГУ, 1956.
- Х о л о д о в В.Н. К вопросу о происхождении сутуро-
стилолитовых швов. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2,
1955.
- Ч у р а к о в А.Н. Материалы для тектоники Кузнецкого
Алатау. Тр. геол. комит., вып. 145, 1916.
- Ч у р а к о в А.Н. История развития наших представлений
о строении северо-западной окраины "древнего течения
Азии". Изв. Геол. Ком., № 1, 1927.

- Ч у р а к о в А.Н. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств., № 1-4, 1931.
- Ч у р а к о в А.Н. 1. Кузнецкий Алатау. Очерки по геол. Сибири, изд. АН СССР, 1932.
- Ч у р а к о в А.Н. 2. О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау. Изв. АН СССР, № 1, 1932.
- Ч у р а к о в А.Н. 3. История геологического развития южной части средней Сибири от середины протерозойской эры до нижнесилурийской эпохи включительно. Изв. АН СССР, № 10, 1932.
- Ч у р а к о в А.Н. История геологического развития южной части средней Сибири от середины протерозойской эры до наших дней. Очерки по геологии Сибири, 1935.
- Ч у р а к о в А.Н. Существует ли протерозой на юге средней Сибири. Изв. АН СССР, № 1, 1939.
- Ш м и д т А.П. Новые данные по геологии Кузнецкого Алатау. В сб. "Труды конф. по изуч. и освоен. произв. сил Сибири", т. II, Томск. 1940.
- Ш о р о х о в Л.М. Некоторые стройматериалы Ижморско-Судженского района. Изв. ЗСГРР, в. I, 1932.
- Ш в е к Р. Последовательность в свитах слистых пород. Изд. ин.лит., Москва, 1950.
- Э д е л ь ш т е й н Я.С. Гидрогеологический очерк Минусинского края. Тр. ВГРО, в. 145, 1931.
- Э д е л ь ш т е й н Я.С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геол. Сибири, 1932.

- B e c k e F. Über Diaphthorite, Tscherm., Min. Petr. Mitt.,
28, 1909.
- K r e u t z S. Pargasit von Grenville, Canada und Pargas
in Finnland. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 27, Heft 3, 1908.
- L e m b e r g Y. Chemisch-geologische Untersuchung einiges
Kalklager der finnischen Schäreninsel Kimito. Zeitschr.
d. deutsch. geol. Ges. Bd. 22, 1870.
- L i n d e m a n n B. Über einige wichtige Vorkommnisse von
körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichti-
gung ihrer Entstehung und Struktur. Neues Jahrb. f.
Min. Geol., Palaeont., Beilage-Band XIX, 1904.
- W e i n s c h e n k E. Vergleichende Studien über den
Contactmetamorphismus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.,
54, 1902.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Введение 1

ГЛАВА I. Исторический обзор результатов геологических исследований древних толщ северной оконечности и прилежащих районов Кузнецкого Алатау . . 7

ГЛАВА II. Геологическое строение сложно дислоцированной полосы древних метаморфических, осадочных и магматогенных толщ, развитых на площади нижнего течения р. Золотой Китат 25

ГЛАВА III. Включения силикатного материала в графитистых мраморах 47

Формы залегания силикатного материала и его взаимоотношение с графитистыми мраморами 48

Петрографическая характеристика включений 58

Условия образования силикатного материала в графитистых мраморах . . 81

ГЛАВА IV. Петрографическое описание карбонатных пород района и их оценка как разновозрастных или разновозрастных образований 105

Петрографическое описание толщи графитистых мраморов 105

Петрографическое описание карбонатных пород, обнажающихся в долине р. Перепели, у д. Новая Москва . . . 128

О возрастном соотношении мраморов района с. Мальцево с известняками Ново-Московского месторождения . . .	150
ГЛАВА У. Метаморфические силикатные породы нижнего течения р.Золотого Китата	154
Петрографическое описание силикат- ных метаморфических пород	158
Основные черты метаморфизма амфибо- литов, эпидотовых и хлоритовых сланцев	183
ГЛАВА УІ. Карбонатные породы Анжеро-Суджен- ского района как полезные ископа- емые	195
Заключение	219
Список использованной литературы	230
