

АКАДЕМИЯ НАУК
СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ТОМ IV

TRAVAUX DE L'INSTITUT GEOLOGIQUE
DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

TOME IV

Июль 1934 г.

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Непременный секретарь академик *В. Волин*

Редактор издания акад. А. А. Борисяк

Технический редактор К. А. Гранстрем. — Ученый корректор Е. М. Мастыко

Сдано в набор 1 апреля 1934 г. — Подписано к печати 22 июля 1934 г.

139 стр. + 11 табл. + 2 карты

Формат бум. 72×110 см. — $14\frac{1}{8}$ печ. л. — 48225 печ. зн. — Тираж 1175

Ленгорлит № 18247. — АНИ № 162. — Заказ № 3133

Типография Академии Наук СССР. В. О., 9 линия, 12

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Е. В. Павловский и И. А. Ефремов. Геологический очерк западной половины озерного района Приамурья (с 2 фиг.)	5
Е. В. Павловский и А. И. Цветков. Южная окраина Олекмо-Витимского нагорья Геолого-петрографический очерк по маршрутам 1932 г. (с 8 фиг., 2 табл. и картой)	13
И. О. Катушенок. О геологическом строении района низовьев р. Чуи и Ленско- Чуйского водораздела (с 1 картой)	69
А. Амирасланов. Красногвардейское колчеданное месторождение на Урале (с 4 табл. и 5 фиг.)	83
А. Амирасланов. Левихинская группа колчеданных месторождений на Урале (с 5 табл. и 7 фиг.)	105

INHALT

	Page
E. V. Pavlovskij und J. S. Efremov. Geologische Übersicht der westlichen Hälfte der Seenregion des Amur-Gebietes (mit 2 Abb.)	5
E. V. Pavlovskij und A. I. Cvetkov. Die südliche Grenzregion des Olekma-Witim Hochlandes. Eine geologisch-petrographische Übersicht nach den Forschungen des Jahres 1932 (mit 1 Karte, 2 Taf. u. 8 Fig.)	13
I. O. Katuschenok. Zur geologische Structur der Region des unteren Laufes der Tschuja und der Lena-Tschuja Wasserscheide (mit 1 Karte) ;	69
A. Amiraslanov. Die Krasnogwardeiskoje Pyritlagerstätte im Ural (mit 4 Taf. u. 5 Fig.)	83
A. Amiraslanov. Die Löwicha-Gruppe der Pyritlagerstätten im Ural (mit 5 Taf. und 7 Fig.)	105

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и И. А. ЕФРЕМОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЗАПАДНОЙ ПОЛОВИНЫ ОЗЕРНОГО РАЙОНА ПРИАМУРЬЯ

E. V. PAVLOVSKIJ und I. A. EFREMOV

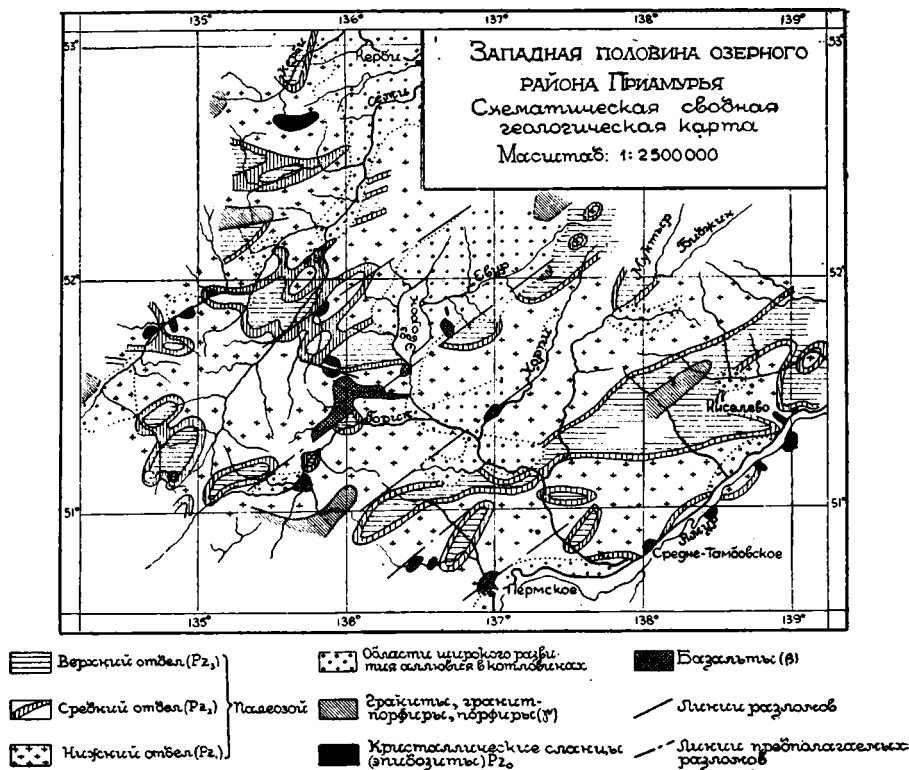
GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DER WESTLICHEN HÄLFTE DER SEENREGION DES AMUR-GEBIETES

Нижне-Амурская геологическая экспедиция Совета по изучению производительных сил СССР в 1931 г. произвела маршрутные геологические и геоморфологические наблюдения в масштабе 1 : 500 000 в пределах западной половины озерного района Приамурья, в области Амур-Амгуньского междуречья. Отдельные части района в прежние годы изучались геологами М. Ивановым, П. Яворовским, А. Хлапониным, Н. Казанским, И. Преображенским; мезозойская фауна в части изученной области была собрана экспедицией акад. Ф. Шмидта и впоследствии обработана Д. Соколовым.

Рельеф области при всем своем внешнем многообразии определяется сравнительно немногими основными элементами. Обнаружены высокие группы и цепи остроконечных голых вершин (гольцы), доминирующие над всем районом. Эти гольцовые группы, наиболее развитые в западной части изученной области, слагают высокий альпинотипный хребт—воло-раздел между Амуром и р. Горин. Параллельно этому хребту, вытянутому в северо-восточном направлении, располагается еще более высокий (до 1700 м абс. выс.) гольцовый хребт, пересекаемый верховьями р. Баджал,—Баджалский хребет. На севере области по правобережью р. Нилан вытянута Эткиль-Янканская гольцовая группа, орографически тесно связанная с так назыв. Буреинским хребтом. В восточной части района гольцы в виде небольших групп или изолированных вершин разбросаны спорадически.

Как правило, все гольцовые группы, обычно имеющие вид остроконечных вершин, пиков, окаймлены полосой высокого плато, возвышающегося над дном речных долин в среднем на 300 м. Поверхность этого плато, довольно ровная, местами сильно изрезана сетью боковых притоков рек и озер. В свою очередь, высокое плато обрамлено еще более

ясной плоской ступенью, имеющей весьма значительное распространение. Эта плоская ступень возвышается над дном долин рек в среднем на 150 м; верхняя часть ее сложена древнеаллювиальными отложениями (галечники, суглинки), мощностью около 30 м. Область развития этой ступени показывает наличие древней речной сети, находившейся на гораздо более высоком уровне, чем современная гидрографическая сеть. Кроме того, про-

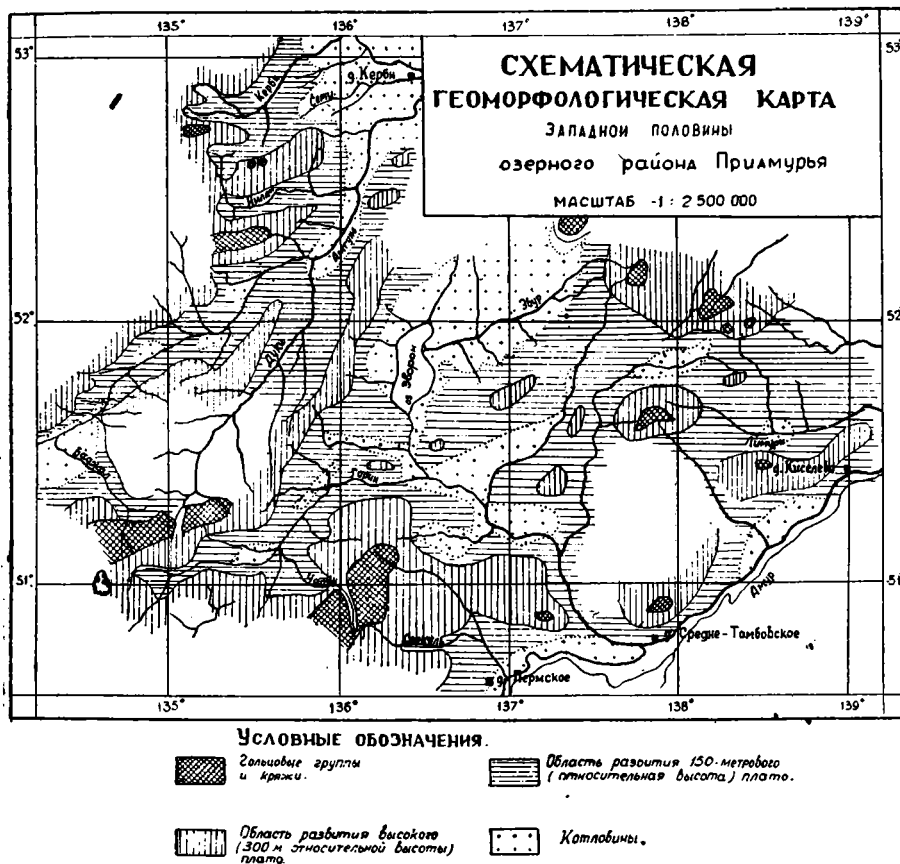


Фиг. 1.

странственное распределение древних речных и, возможно, озерных долин таково, что древние долины не совпадают в ряде случаев с современными, древние долины протягиваются в области водоразделов современной гидрографической сети.

Среди обширно развитой высокой 150-метровой плоской ступени часто встречаются овалы (в плане) котловины, различных размеров (до нескольких десятков километров в длину, при ширине порядка нескольких километров), выполненные мощной серией озерного и речного аллювия. Дно этих котловин лишь немногими метрами превышает дно современных речных долин. Все котловины удивительно закономерно вытянуты в северо-восточном направлении, т. е. ориентированы так же, как и гольцовые массивы.

Современные речные долины врезаны в верховьях или в гольцовые группы, или, что чаще, в высокое (300 м) плато. Далее, как правило, остальные части большинства долин обрамлены 150-метровой плоской ступенью, абсолютная высота поверхности которой наибольшая в верхнем течении рек. Современные реки в ряде случаев прорезают и котловины,



Фиг. 2.

причем „котловинные“ участки долин характеризуются резким переломом кривой эрозии. Реки дают многочисленные меандры, появляются низкие плоские острова, течение замедляется. К некоторым котловинам приурочены крупные озера (Эворон). По выходе из котловин реки вновь приобретают облик быстрых с многочисленными перекатами горных потоков. Руслу рек окаймлены серией молодых, сравнительно со 150-метровой ступенью, невысоких террас, сложенных грубым песчано-глинистым аллювием. В некоторых случаях наблюдалось интересное явление — увеличение числа молодых террас от низовьев рек к их верховьям, врезанным в гольцовые водораздельные группы (р. Сиркуль).

Геологическая съемка показала, что во всем районе развита единая толща пород, в нижней своей части метаморфизованных и представляющих собой комплекс напластований одного громадного бассейна. Эта толща прорвана значительными интрузиями гранитов и порфиоров, прорезана системой разновременных деек габбро-диабаз, порфиритов и, местами, покрыта потоками базальтов. Уже в поле вся толща была расчленена на три отдела по литологическим признакам. Все три отдела залегают согласно друг на друге и связаны постепенными переходами. Верхний отдел (Pz_3) мощностью 500—700 м сложен песчаниками, конгломератами, глинами и глинисто-песчанистыми сланцами, слабо или вовсе не метаморфизованными. Средний отдел (Pz_2) целиком составлен слоистыми, реже массивными, кремнистыми сланцами, светлосерого, иногда черного, бурокрасного цветов. Мощность второго отдела возрастает от 120 на юго-востоке района до 300 м — в пределах северо-западной его части. Нижний отдел (Pz_1) сложен филлитами, слюдистыми, слюдисто-глинистыми и известково-глинистыми породами. Указанные породы многократно чередуются друг с другом. В основании отдела залегают грубозернистые конгломератовидные песчаники с обломками и галькой филлитов и слюдяных сланцев. Мощность нижнего отдела выражается цифрой около 3000 м.

В некоторых пунктах района, среди широкого развития пород всех трех отделов толщи в ядрах крупных антиклиналей наблюдались выходы кристаллических сланцев (эпидозитов), описанных еще Хлапониним. Взаимоотношения кристаллических сланцев с породами нижнего отдела неясны, но некоторые данные позволяют предположительно думать о переходе нижних частей отдела (Pz_1) в свиту настоящих кристаллических сланцев (Pz_0) без резкой смены характера пород.

Микроскопическое изучение показало удивительное однообразие того материала, из которого создана вся мощная толща пород всех трех отделов. Основные компоненты представлены глинистым или кальцитово-глинистым цементом, заключающим различной величины обломочные зерна кварца, кислого плагиоклаза (альбита, альбит-олигоклаза); реже встречаются волнисто-угасающий кварц, щелочные полевые шпаты, обломки порфиритов, филлитов, темных глинистых сланцев. Весь кластический материал плохо окатан, угловат и размещен внутри породы крайне неравномерно. Комбинации различных количественных взаимоотношений между глинистым цементом и псаммитовым материалом, вариации в величине зерен последнего определяют качественное многообразие пород, слагающих изученный комплекс. Для пород нижнего отдела характерно присутствие ряда новообразований. Среди них в первую очередь выделяется биотит, образующийся по глинистому цементу, далее — мусковит и серицит, как вторичные минералы по полевым шпатам и глинистому цементу. Для низов нижнего отдела характерен также эпидот, иногда в значительных количествах. Все породы нижнего отдела содержат большое количество чешуек зеленого хлорита.

В верхней части нижнего отдела горизонт грубозернистых песчаников имеет в составе обломочных зерен пегматит и микроклин, характерные для некоторых гранитных массивов района, и угловатые обломки порфиров и порфиритов. В низах среднего отдела и прилегающих горизонтах нижнего в образцах из различных пунктов района обнаружена микрофауна радиолярий. Эти последние, по определениям С. С. Кузнецова и А. В. Хабакова, имеют ясно выраженный палеозойский *habitus* и, по мнению последнего, характеризуют собой верхний палеозой (карбон или пермь).

Согласно залеганию пород изученной толщи, тип отложений всех трех отделов, вертикальная смена фаций,—все это указывает на то, что формирование осадков имело место в сравнительно глубоком крупном бассейне, в условиях близости береговой линии.

Работы прежних лет, производившиеся в различных участках района, приводили к различным оценкам возраста всей толщи. Так, Яворовский и Иванов (2, 1), работавшие в Кербинском районе, отнесли всю толщу условно к архею. Хлапонин (верхнее течение Амгуни) (3) выделил менее метаморфизованные части толщи как юру, ничего не сказав о возрасте метаморфизованного комплекса. Казанский (4), работавший в центральной части нашего района, выделял юру и метаморфизованные породы, частью тоже юрские. Преображенский (5) отнес возраст толщи условно в девону. Нашими исследованиями связаны изолированные до сих пор районы прежних работ. На всем пространстве изученной части Амур-Амгуньского междуречья развита единая толща, повсеместно поддающаяся расчленению на три основных отдела. Изложенные разногласия геологов относятся в сущности к одному объекту. Несмотря на существовавшие противоречия на существующей 100-верстной геологической карте СССР, озерный район Приамурья показан как область исключительного развития континентальной юры, за исключением Пильдо-Лимурийского района, закрашенного в цвет палеозоя. Найденная нами микрофауна в связи с известной находкой Преображенского в известняках нижнего отдела остатков криноидей и разрезов раковин, напоминающих таковые стрингоцефал,—все это позволяет отнести возраст всей толщи к палеозою. Общий характер пород палеозойской толщи, громадная мощность, обширное распространение в пределах Приамурья, правильность и постоянство напластований—все это говорит не в пользу ее континентального происхождения.

Известное влияние на определение возраста метаморфической толщи при прежних работах оказывала находка экспедиции акад. Ф. Шмидта в низовьях р. Горин нижнемеловой фауны, найденной, якобы, в черных сланцах описываемой толщи. Соколов (8), определявший эту фауну, считал, расшифровав путаницу этикеток, что находка эта приурочена не к устью р. Горин, а к пункту, удаленному от него на многие сотни километров, уже вне пределов вашего района.

Граниты (гранодиориты) и гранит-порфиры представлены двумя массивами. Один из них расположен в верховьях р. Чалбу, другой — в бассейне р. Нилан. Граниты представлены биотитовой разностью. Взаимоотношения с окружающими породами неясны. Косвенным указанием на внутripалеозойский возраст гранитов является обилие микропегматита, входящего в состав кластического материала хорошо выдержанного горизонта песчаников в верхах нижнего отдела. Граниты развиты исключительно в пределах гольцитовых групп (хр. Даяны, хр. Эткиль-Янкан).

Порфиры, развитые довольно широко, слагают две группы — фельзит-порфиры и кварц-порфиры. Фельзит-порфиры слагают пластообразные тела (5—30 м мощности), приуроченные главным образом к верхнему отделу (Pz_3), отчасти к верхам нижнего (Pz_1). Сильно рассланцованы и смяты вместе с вмещающими породами. Контактные явления выражены слабо.

Кварцпорфиры слагают мощные тела (протяжением до нескольких километров) в верховьях рр. Лимури и Чалбу. Развиты в непосредственной близости от гранитных массивов и, возможно, слагают их периферию.

Габбро-диабазы формируют редкие мощные дейки, секущие породы нижнего и среднего отделов (Pz_1 , Pz_2) в зонах сильного смятия их. Породы сильно изменены и рассланцованы. Вероятный возраст — палеозой.

Порфириты (кварцево-диоритовый порфирит, спессартит, керсантит, авгитовый порфирит) представлены в областях широкого развития пород нижнего отдела, слагая мощные дейки. Сильное смятие этих пород и вторичные изменения, исключительная связь с породами нижнего отдела позволяют условно считать порфириты за наиболее древний комплекс изверженных пород, образовавшийся в пределах времени формирования палеозойской толщи.

Базальты делятся на две группы по характеру залегания. Первая представлена дейками среди пород всех трех отделов. Эти базальты рассланцованы и являются относительно более древними. Базальты второй группы слагают обширные поля, напоминающие потоки как на поверхности террас, так и на дне обширных котловин. Часты миндалекаменные разности. В ряде обнажений периферия базальтовых тел сложена базальтовой туфобрекчией. Возраст наиболее распространенных базальтов второй группы определяется как постплиоценовый. Эти базальты слагают поверхность низких террас в бассейне Амура.

Вся палеозойская толща интенсивно дислоцирована пликативно, с осями складок СВ — ЮЗ простираения.

В районе обнаружены огромные веерообразного типа складки, крылья которых осложнены многочисленными брахискладчатыми формами. В центральной и южной частях фиксирована изоклинальная складчатость. На юго-востоке района закартированы крупные косые складки, наклоненные к ЮВ. В пунктах сильного смятия оси складок прогнуты, нередко разорваны и сильно смяты. В зонах интенсивной складчатости отмечены разрывы серии острых антиклиналей или мульд соответствующих синкли-

налей, нигде не переходящие в надвиги большого масштаба. Частая смена простираций, широкое развитие брахискладчатости, очень сильная изогнутость второстепенных элементов крупных пликативных форм, смятие и разрывы осей складок—все это можно рассматривать как известные косвенные указания на возможность существования двух фаз складчатости палеозойской толщи. Судя по имеющимся данным, описываемый район входит в состав зоны варисцийской складчатости (19).

Дизъюнктивные дислокации наблюдались в небольшом числе пунктов на окраинах гольцовых массивов. В возрастном отношении они определяются как послепалеозойские. Повидимому, роль и значение дизъюнктивных дислокаций значительно более крупные, нежели это выявляется из непосредственного изучения обнажений. Данные геоморфологии показывают, что в четвертичную эпоху, вероятно, в течение первой ее половины, существовала обширная озерно-речная сеть, отложения которой слагают верхнюю часть 150-метровой плоской ступени. Очертания этой древней сети не совпадают с современными речными долинами. Судя по имеющимся литературным данным, древняя речная система выходила далеко за пределы изученного нами района. Древние галечники на высокой 150-метровой ступени развиты также в бассейне р. Селемджи, на Амуро-Зейском водоразделе, р. Бурее, рр. Уруши, Ольдоя и Невера, р. Хинган и др. Повидимому, аналогичные образования на тождественных же элементах рельефа имеются и в пределах хребта Сихота-Алинь. Вероятно этой же серии синхроничны отложения так назыв. морской трансгрессии, широко развитой во внутренних частях северной оконечности о. Сахалина. Наличие двух древних денудационных поверхностей (300 м и 150 м) указывает на двукратное поднятие всей области, что хорошо согласуется с данными других исследователей (Dunikowski-Habdank, напр.). Некоторые участки области современных котловин являются областями опускания, причем на периферии их развиты базальты второй группы. Формирование котловин, повидимому, началось задолго до четвертичного времени, так как в строении крупных амурских котловин принимают участие континентальные третичные отложения (Константов и др.). Наше понимание истории развития рельефа Приамурья в схеме сводится к представлению о длительном и континентальном режиме, наступившем непосредственно после эпохи варисцийской складчатости, и основано на процессе последующего, по крайней мере, двукратного поднятия области, сопровождавшегося системой разломов СВ простираения, в связь с которыми ставится образование котловин и излияния базальтов. Современная сейсмичность области указывает на незавершенность процессов формирования рельефа. Данная постановка вопроса указывает на целесообразность сопоставления истории рельефа Приамурья с формированием области разломов юго-восточной Африки.

Изложенная схема истории развития рельефа по-новому ставит вопрос о поисковых на золото работах, особенно в районах существую-

щих приисковых площадей—Кербинской и Пильдо-Лимурийской, областях широкого развития древних террас, совершенно не затронутых геолого-разведочными работами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов, И. Геологические исследования в Амгуньском золотоносном районе в 1901 г. (бассейн рр. Кореи и Семи) (с картой). Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Амурско-Приморский золот. район, вып. IV. СПб., 1904 (на русск. языке).
2. Яворовский, П. Геологические исследования 1901 г. в бассейнах рр. Керби, Нимана и Селемджи (с картой). Там же (то же).
3. Хлапонин, А. Маршрутные геологические исследования в бассейне р. Дубликана и верхнего течения р. Амгуни. Там же, вып. XXIII, 1918 (то же).
4. Казанский, П. Озерный золотоносный район. Изв. Геол. Ком., 1917, № 1 (то же).
5. Преображенский, И. Золотоносный район реки Лимурия. Мат. по геол. и полезн. ископ. Д. В. Владивосток, 1924 (то же).
6. Казанский, П. Предварительный отчет о геологических исследованиях в западной части Амурской области в 1915 г. Изв. Геол. Ком., 1914, т. XXXIII (то же).
7. Dunikovsky-Habdank, J. Wissenschaftliche Ergebnisse der Expedition nach dem Sichota-Alin. Bull. Intern. de l'Acad. des Sc. de Cracovie, sér. A, 1912, № 6.
8. Sokolov, D. Über Acad. Fr. Schmidt's Fossiliensammlungen aus dem Amurlande. Travaux du Mus. Géol. de l'Acad. des Sc. URSS, t. VI, 1912.
9. Шмидт, Ф. Труды Сибирской экспедиции Русск. Геогр. общ. Обл. Физ. отдел, т. I. СПб., 1888 (на русск. яз.).
10. Анерт. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск—Владивосток. Изд. „Книжное дело“. 1928 (на русск. яз.).
11. Kobayashi, G. Очерк геологии Северного Сахалина. Нефтяное хозяйство, 1926, № 7 (русс. перев. с японск.).
12. Яворовский, П. Геологические исследования в Малом Хингане в 1902 г. Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Амурско-Приморский золот. район, 1904, вып. V (на русск. яз.).
13. Obritschew, W. Geologie von Sibirien.
14. Иванов, Д. Основные черты оро-геологического строения хребта Сихота-Алинь. Зап. Приамурского отдела Русск. Геогр. общ., т. I, вып. III. 1897 (на русск. яз.).
15. Эдельштейн, Л. Северный и средний Сихота-Алинь. Изв. Русск. Геогр. общ., 1905, т. 41, СПб. (на русск. яз.).
16. Тихонович, М. и Полевой, П. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. Тр. Геол. Ком., Нов. сер., вып. 120. 1915.
17. Константинов, С. Геологические исследования вдоль линии Восточной части Амурской ж. д. в 1913 г. Район: хребет М. Хинган—р. Бурей. Тр. Геол. Ком., Нов. сер., вып. 114. 1915 (на русск. яз.).
18. Яворовский, П. Очерк южной части Зейско-Буреинской третичной площади. Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Амурско-Приморский золот. район, вып. XI. 1911.
19. Амгунь-Селемджинская экспедиция. Тр. СОПС Акад. Наук, Серия Дальне-восточная, вып. 2. 1933.

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и А. И. ЦВЕТКОВ

ЮЖНАЯ ОКРАИНА ОЛЕКМО-ВИТИМСКОГО НАГОРЬЯ
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПО МАРШРУТАМ 1932 г.

E. V. PAVLOVSKIJ und A. I. CVETKOV

DIE SÜDLICHE GRENZREGION DES OLEKMA-WITIM HOCHLANDES (EINE GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE ÜBERSICHT NACH DEN FORSCHUNGEN DES JAHRES 1932)

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа составлена на основе фактического материала, собранного Е. В. Павловским во время летнего периода 1932 г. Маршрутная геологическая съемка была проведена от устья р. Нюкжи вверх по р. Олекме до устья р. Дырынды, далее вверх по Дырынде, через водоразделы Дырында—Иликан (нижняя Мокла) и Иликан—Кетемяхта до прииска имени 11 октября на р. Кетемяхте. От прииска были проведены маршруты по Каларо-Кетемяхтинскому междуречью, вверх по долине Калара до устья р. Четканды. От этого последнего пункта маршрут был ориентирован на юго-восток с расчетом пересечения Каларо-Кетемяхтинского междуречья. Заключительный отрезок маршрута—от низовьев Калакана через водораздел между Калаканом и Кетемяхтой обратно на прииск имени 11 октября.

В задачу работ Олекмо-Каларской партии Лено-Алданской геологической экспедиции Академии Наук СССР входила геоморфологическая и геологическая маршрутная съемка масштаба 1:1 000 000 в связи с намечавшейся по этому направлению трассой Лено-Тындинской железнодорожной магистрали.

Район, пересеченный маршрутом 1932 г., впервые был изучен геологически в 1928—1930 гг. Е. С. Бобиным (1). Результаты его работ разбираются нами ниже.

Работы Олекмо-Каларской партии Академии Наук 1932 г. связывают район 3-летних работ Е. С. Бобина 1928—1930 гг. с районом работ Е. В. Павловского в бассейнах р. Верхней Чары и оз. Ничатки (2, 3), частично включающими те маршруты, которые были проведены в Олекмо-Витимской горной стране Д. В. Никитиным в 1917 г. (4).

Камеральная обработка материала производилась таким образом, что Е. В. Павловский обработал всю сумму наблюдений по геоморфологии и геологии. Петрографическое исследование всего материала было проведено А. И. Цветковым.

Специфичность геологии описываемого района, заключающейся в том, что в нем развиты исключительно кристаллические сланцы и массивно-кристаллические породы, обусловила теснейшую связь и взаимозависимость между всей суммой геологических наблюдений и теми фактами и выводами, которые были получены в результате петрографической обработки материала. Предлагаемый очерк является результатом коллективной работы обоих авторов, по мнению которых только коллективной работой, проводимой систематически, можно будет расшифровать геологическую историю такого интересного во всех отношениях участка земной коры, каким является Олекмо-Витимская горная страна.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Описание главнейших форм рельефа в пределах маршрутов от Нюкжи до р. Четканды дано впервые было Бобиным (1). В предлагаемом геоморфологическом очерке во избежание повторений описаны лишь основные элементы рельефа, некоторые из наиболее интересных форм, не упоминающиеся в отчете Бобина.

Каларский хребет, занимающий северную часть изученного нами района (описан впервые Бобиным) и обрамляющий с юга Верхне-Каларскую котловину, имеет в своей северной части вид типичного горного хребта, вытянутого в широтном направлении. К востоку этот хребет переходит на левобережье Калара, в верховья р. Калакан и далее, на востоке, сливается с Калакано-Олекминским водоразделом. Северная, наиболее высокая часть Каларского хребта состоит из ряда значительных высот; таковы гольцы: Снежный (2515 м), Скалистый (2800 м), Пирамидальный (2290 м), Консор (2260 м). Гольцы обладают резкими альпийскими формами. Между гольцовыми высотами располагаются узкие, с крутыми склонами, седловины. Иногда гольцы разъединены глубокими ледникового генезиса цирками с крутыми, почти отвесными стенками до 500—600 м высоты. Местами на склонах гольцов наблюдаются многолетние снежники.

Широтный Каларский хребет прорезан меридиональной долиной р. Калара, Калакана и целым рядом боковых притоков обеих рек. Все долины области Каларского гольцового хребта имеют резко выраженный характер трогов.

Коренные склоны трогов на громадных протяжениях интенсивно вскурчавлены, донные части трогов представляют собой область развития баранных лбов и сложной системы моренных холмов. Эти последние

имеют, обычно, длинные оси, ориентированные параллельно долине, и иллюстрируют, повидимому, донные и боковые морены. Та же картина наблюдается и в долине р. Калакана. Местами—в долине Калара близ устья кл. Тыпрянкан, непосредственно ниже устья р. Калакана, в 5 км выше устья Калакана, а в долине Калакана в 6 км выше его устья, близ устья ключа Туколак—во всех этих пунктах чрезвычайно отчетливо выражены в рельефе серпообразно изогнутые вниз по каждой долине поперечные гряды конечноморенных холмов. Высота этих гряд над уровнем современного водотока рек колеблется от 25 до 40 м. Абсолютная отметка поверхности самой южной гряды конечных морен выражается в 1050—1100 м.

Чрезвычайно своеобразен и интересен целый ряд трогов, спускающихся с южного склона Каларского хребта, вытянутых с севера на юг и располагающихся в пределах Ка-



Фиг. 1. Одно из озер, связанное с переуглубленным окончанием трогов, спускающихся с южного склона Каларского хребта.

ларо-Калаканского междуречья. Эти долины-троги, из которых наиболее крупной является долина оз. Двачанна, в целом ряде случаев не связаны непосредственно с современной гидрографической сетью Калара и Калакана.

Средняя и головная части этих долин, сохранивших во всей неприкосновенности специфические черты рельефа трогов, лишены современного водотока. Низовые части долин, несущие резко выраженные следы эрозионно-ледникового переуглубления, выполнены озерами. Берега озер обрамлены бараными лбами коренных пород, вытянутых вдоль долины. Ряд островков на озерах представляют собой те же бараньи лбы, той же ориентировки. Берега, обрамляющие низовую часть каждого данного озера, представляют собой цепи и группы как моренных холмов, так и частично бараньих лбов, ориентированных уже в поперечном, к каждой данной долине, направлении. Гипсометрический уровень озер превышает таковой современного водотока главных водных артерий данного участка (Калара, Калакана), и разность уровня колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Иногда из озер вытекает незначительный водоток, текущий по узкой ложбине, петляющий между холмами и соединяющийся с элементами современной гидрографической сети.

Необходимо упомянуть еще про один участок, своеобразный геоморфологически, в области долины ключа Туколак, левого притока р. Ка-

лакана. При устье этого ключа, как это уже упоминалось, располагается гряда конечных морен, преграждающая долину Калакана. Левая (по течению Калакана) ветвь, конечноморенной гряды, достаточно хорошо сохранившаяся в рельефе, преграждает устье ключа Туколак и выпуклой стороной своей обращена вверх по долине этого ключа. Тотчас за этой грядой, выше по долине Туколака, сильно расширяющейся, благодаря соединению устьев многочисленных правых и левых второстепенных при-



Фиг. 2. Бараний лоб. Долина Калара выше устья р. Калакана.

токов, наблюдается обширная область распространения мощных песков. Эта песчаная толща, видимая мощность которой достигает 12—15 м, представлена разнозернистым, иногда сравнительно плохо окатанным полевошпатовым кварцевым псаммитовым материалом. Довольно часто в этих песках попадают также сравнительно плохо окатанные гальки интрузивных и кристаллических сланцевых пород. Поверх-

ность песков, сравнительно слабо схваченных травяно-растительным покровом, местами всхолмлена. Наблюдаются также участки движущихся песков с образованием мелких барханов. Образование этой песчаной толщи, повидимому, связано с отложением ледниковых вод, не нашедших себе выхода из долины Туколака, которая во время оледенения была закрыта массивом Калаканского ледника.

Современные русла рек врезаны в дно троговых долин и обрамлены невысокими аллювиальными террасами. Таких аллювиальных террас по р. Калару наблюдается две, если не считать пойменной террасы. Все террасы и поймы составлены грубым валунно-галечным аллювием, включенным в полевошпатово-кварцевый разнозернистый песок. Местами в составе террасового аллювия участвуют залегающие линзообразно равномерно-мелкозернистые пески, иногда с примесью глинистого материала. В ряде пунктов по долине р. Калара, например, близ устья ключа Кудир видно отчетливое прислонение аллювия второй надпойменной террасы к продольным моренным холмам, формирующим типично моренный ландшафт на поверхности дна трога. Относительные высоты террас над уровнем современного водотока по р. Калару таковы: пойма 1.5—2 м, 1-я надпойменная терраса 5—6 м и 2-я надпойменная терраса 10—12 м. Аналогичные террасы наблюдаются и по Калакану в его нижнем течении.



Фиг. 3. Долина р. Калар в той ее части, где она прорезает высокогорную часть Каларского хребта.



Фиг. 4. Долина р. Калар, немного ниже устья р. Четканды. Справа склон г. Конеор.

В местах прорыва рекой валов конечных морен русло реки обычно сужено, террасовый аллювий отсутствует. Непосредственно выше каждой данной моренной гряды наблюдается чрезвычайно широкое развитие террас; современный водоток, текущий по широкому валунно-галечниковому руслу, разбивается на целый ряд струй, прихотливо переплетающихся друг с другом.

Эти наблюдения заставляют предполагать былое наличие целой цепи озер, типа озер Аммудига, подпруженных валами конечных морен, лишь впоследствии пропиленных рекой.

Подводя некоторые итоги наблюдениям, мы можем отметить, что южной границей долинных ледников, спускавшихся с южных склонов Каларского хребта, является параллель устья р. Калакана.

К югу от высокогорной, сравнительно узкой широтной гольцовой зоны располагается область более низких ступеней нагорья с плосковерхими и куполообразно-закругленными вершинами.

К югу от устья р. Калакан Каларский гольцовые элементы рельефа развиты лишь спорадически. Приблизительно с параллелью устья р. Калакан совпадает граница гольцового Олекмо-Витимского нагорья и располагающейся далее к югу и востоку обширной области, обладающей совершенно специфическими чертами рельефа, позволяющими обособить эту область как самостоятельную геоморфологически.

Прежде чем переходить к характеристике рельефа этой области, необходимо сделать небольшое отступление.

Работами Павловского и Ефремова 1931 г. в бассейне Амура (Амур-Амгунское междуречье) была установлена следующая схема рельефа области. Доминирующими элементами рельефа является невысокое (относительно дна речных долин) — 150-метровое плато, развитое как далеко вглубь водоразделов по обе стороны главнейших долин области, так и, в некоторых случаях, в областях самих водоразделов. С областями обширного развития плато связано существование обширных котловин, выполненных древним и современным аллювием. Невысокие (10—12 м) террасы периферии котловин в ряде случаев (котловина оз. Эворон и др.)



Фиг. 5. Озеро, подпруженное конечной мореной против одной из безымянных долин-трогов, спускающихся с северного склона Каларского хребта в Верхнекаларскую котловину (грабен). Справа плоские невысокие возвышенности — дно верхнекаларского грабена, сложенного протерозоем. На заднем плане Каларский хребет.

в части своей сложены базальтами, явившимися вследствие излияний трещинного типа. Картирование площадей развития 150-метрового плато показало, что этот элемент рельефа в отдельных участках Амур-Амгуньского междуречья, абсолютно повышаясь, слагает водоразделы между значительными реками района (Боктор-Лимури, напр.). Большая часть водоразделов сформирована следующим элементом рельефа — столовыми возвышенностями, имеющими относительную высоту около 300 м над дном долин рек. На поверхности 150-метрового плато в ряде пунктов обнаружено присутствие мощной (около 30 м) толщи древнего аллювия. Отложения аллювиального же типа встречены и в некоторых пунктах поверхности 300 м столовой возвышенности. В областях широкого развития последней на 300 м столовой возвышенности появляются как бы насаженные изолированные гольцы или группы их, слагающие ясно выраженные орографически горные цепи. Эти последние иногда являются водоразделами, в ряде случаев прорезаны верховьями долин так, что линия водораздела и основная линия горной цепи не совпадают друг с другом. Гольцовые группы, так же, как и котловины, имеют ясное ЮЗ—СВ простираание.

Изложенная вкратце характеристика рельефа Амур-Амгуньского междуречья дала основание считать доказанным существование двух крупных фаз денудации, из которых вторая (150-метровое плато) была обусловлена деятельностью мощной древней озерно-речной системы, конфигурация элементов которой не совпадает с существующей гидрографической сетью.

Последующее изучение литературы позволило установить весьма широкое распространение изложенной схемы рельефа. Те же элементы развиты начиная от северной части Советского Сахалина далеко на запад, в бассейне среднего Амура, рр. Б. Хингана, Буреи, Селемджи, Зеи, Уруши, Ольдоя и Невера, Уркуна, Тынды и др. (5).

Наблюдения И. А. Ефремова, прошедшего в 1932 г. от устья Нюк-жен до р. Тынды (бассейн Гилюя), целиком подтвердили сплошное развитие всех основных геоморфологических элементов, фиксированных в Приамурье на всем протяжении его маршрутов (6).

Таким образом выяснилось громадное значение приведенной выше схемы для понимания истории развития рельефа обширнейшей территории Союза.

Наблюдения, произведенные мною текущим летом, позволяют уверенно распространить справедливость схемы рельефов Приамурья на всю область междуречий Амазар—Тунгир—Олекма и далее на север, где очерченные выше формы рельефа резким скачком меняются, отчетливо приключаясь к южному подножию высокогорной Олекмо-Витимской страны, представляющей собой существенно иную геоморфологическую область. Долина р. Дырынды на всем своем протяжении совпадает с направлением древней долины, существование которой ясно обозначено в рельефе ши-

роким развитием 150- и 300-метровых плато, выходящих у устья Дырынды в долину Олекмы и сливающихся с одноименными ступенями Олекминской долины. Ширина древней долины варьирует от 20 до 40 км. Коренные склоны ее намечены узкими широтными грядами гольцов, пересекаемых долиной Олекмы в местах, соответственных их положению, — выше и ниже Дырынды. Наиболее узкая часть древней долины совпадает со средней частью течения р. Дырынды. К востоку и западу долина (древняя) заметно расширяется. В вершине Дырынды древняя долина без заметного сужения протягивается в область водораздела Дырында — Н. Мокла (Иликан) и далее ориентируется на юг, вниз по течению Иликана. Боковым ответвлением этой древней долины, обрамленным 150- и 300-метровым плато, является также древняя долина Овунмукат и Усмун.

В вершине Усмун 300-метровое плато слагает Олекмо-Витимский водораздел в данном месте. Из области водораздела виден ряд ответвлений древней долины, которые прорезаны современными долинами рр. Таломы и Кетемяхты. От пункта слияния головных истоков Кетемяхты и ниже, вплоть до самого прииска, наблюдается обширная область развития 300- и 150-метрового плато и серии более низких террас. На юге эта область ограничена, грубо говоря, долиной кл. Мурдон, вершина которого берет начало из области 300-метрового плато, без перерыва тянувшегося на юг из долины Мурдона в систему р. Н. Моклы и намечающего древнюю долину, прорезающую Березовый хребет в меридиональном направлении. К северу от линии Мурдон, вершина Кетемяхты имеет сплошное развитие 300- и 150-метрового плато, протягивающихся вплоть до долины Калара и выраженных также по его правому берегу ниже устья кл. Сорогочи. Те же элементы рельефа прослежены в своем сплошном развитии и в районе Калакано-Кетемяхтинского междуречья, а также в районе озера Двачанна — междуречная область, разделяющая воды среднего течения Калакана и отрезка долины Калара. Далее на север области развития 300- и 150-метрового плато прослеживаются в виде узких полос, фиксирующих древние долины, берущие свое начало от южной оконечности широтного Каларского гольцового хребта. Нижним течением Калакана прорезана СВ окраина небольшого плоского широтного гольцового массива Туколак, доминирующего над окружающим его 300-метровым плато и являющегося форпостом обширной горной страны, располагающейся далее к северу (Каларский хребет, Удокан и др.).

Наличие древней речной сети в области Олекмо-Витимского водораздела явилось чрезвычайно благоприятным фактором при выборе направления проектируемой линии железной дороги и трасировки ее.

Долина Олекмы на участке от устья р. Нюкжи прорезает широтный гольцовый хребет, располагающийся по левобережью р. Дырынды. Вне пределов этого хребта долина Олекмы имеет типичный трапециoidalный

профиль. Ее галечное русло обрамлено следующими террасами, местами пользующимися обширным распространением:

пойма	до 3 м
I надпойменная . . .	4— 5 „
II надпойменная . . .	7— 8 „
III надпойменная . . .	25—30 „

I и II надпойменные террасы составлены песчано-галечным аллювием. III терраса обычно образована эрозионным уступом в коренных породах.

Изредка встречается уступ в коренных породах на высоте около 50 м над уровнем водотока Олекмы. Вне гольцовых групп коренными берегами долины, как правило, являются склоны 150-метрового или, реже, 300-метрового плато, местами подмываемые современным руслом реки, образуя огромные скалистые обнажения.

Описанный характер долины Олекмы, тип ее коренных склонов, составленных то склонами 150- или 300-метрового плато, или, что реже, склонами широтных или почти широтных гольцовых групп, несколько нарушается появлением других форм рельефа при самом устье р. Нюкжи.

Правобережье рр. Олекмы и Нюкжи в ее низовьи сформировано изолированным и сравнительно небольшим по площади гольцовым краем Чельбаус. Этот гольцовый массив в отличие от гольцовых массивов, пересекаемых Олекмой непосредственно выше и ниже устья р. Дырынды, имеет острые зазубренные контуры положительных форм рельефа, возвышаясь под уровнем водотока Олекмы на 600—700 м. Относительная и абсолютная высота (1100—1200 м) массива Чельбаус не выходит за пределы соответственных числовых характеристик гольцовых элементов рельефа, расположенных выше по Олекме. Острые контуры приурочены как к наивысшим частям Чельбауса, так и к гребням, разделяющим ряд долин, спускающихся в сторону Нюкжи и Олекмы. Эти долины имеют хорошо выраженный корытообразный характер. Кривая русла резко и отчетливо переломлена в верхней половине долины, причем переломы эти выражены крутыми уступами в десятки метров высотой.

Верховья долины представляются в виде обширных полуцирков, крутые склоны которых изборозжены многочисленными мелкими рытвинами. Дно долины в нижней половине завалено крупными валунами гранитов и кристаллических сланцев. Скопления этих валунов, хаотически нагроможденных, приурочены к крутым склонам тех ригелеподобных уступов, о которых только что было упомянуто. В ложе каждой корытообразной долины врезано русло современного водотока. Врезание современного водотока, наиболее интенсивное при устье долин, связано с формированием остродонной, с V-образным поперечным профилем ложбины. В головной части корытообразной долины это молодое врезание не выражено, и слабый водоток теряется среди нагроможденного валунного материала. Устьевые части корытообразных долин висят над уровнем водотока.



Фиг. 6. Опробование на золото аллювия в трещинах коренных пород (долина р. Калар).



Фиг. 7. Крупные валуны гранита на бечевнике правого берега р. Нюкжи у самого ее устья.

Нюкжи и Олекмы на 50—75 м. В связи с всеячим характером корытообразных долин и находится свежее интенсивное врезание современного водотока, наиболее проявившееся в устьевой части корытообразных долин.

На этом участке в долине Олекмы и Нюкжи в ее песчано-галечном аллювии наблюдаются крупные (3—4 м³) валуны гранитов и гнейсов. Эти валуны образуют скопления в русле Нюкжи, местами разбросаны по бечевнику. Такого крупного валунного материала не наблюдается в составе аллювия Олекмы выше устья Нюкжи.

Изложенные факты, характеризующие ряд специфических форм и элементов рельефа на участке Олекмы и Нюкжи, подмывающих склон гольцовой группы Чельбаус, позволяют допустить бывшее наличие местных специфических агентов — формирователей рельефа, действовавших в данном месте. Наиболее рациональным с нашей точки зрения является допущение о бывшем существовании в районе гольцовой группы Чельбаус местного оледенения, типа коротких долинных ледников, обусловивших современные формы рельефа этого гольцового участка. Оледенение это вероятно было синхронично второму оледенению, следы которого в классической форме выражены в пределах Каларского хребта и впервые были отмечены Бобиным (1). Отметим здесь, что гольцовая группа Чельбаус находится на той же широте, что и южная окраина Каларского хребта, где следы оледенения выражены чрезвычайно отчетливо.

В современной долине Дырынды прослеживается с некоторыми перерывами I, II, местами IV террасы, аналогичные террасам Олекмы. Особенно широкое развитие I и II надпойменных террас наблюдается в верхнем течении р. Дырынды, где ее долина сильно расширяется (до 10—12 км). Здесь в этом расширенном участке верхняя половина II террасы сложена торфом (растительный материал типа современной мари), подстилаемым песчаным аллювием с тонкими прослоями галечников. Аналогичная серия террас развита в долине Кетемяхты в районе прииска и выше, близ оз. Круглого. Здесь II надпойменная терраса обширно развита на Каларо-Кетемяхтинском междуречьи. Из цепи озер (стариц) в пределах указанного междуречья берет начало ручей Сорогочи, впадающий в Калар. Павловским уже были описаны (7) террасы Калара и их синхронизация с террасами Кетемяхты в районе прииска, в силу чего мы здесь не останавливаемся на этом вопросе.

В заключение геоморфологического очерка отметим еще, что, начиная от параллели устья Калакана и далее к северу наблюдаются резко выраженные в рельефе следы четвертичного оледенения, частично отмеченного для данного района впервые инж. Бобиным и охарактеризованные выше. Наблюдения в поле показали, что вторая (150-метровое плато) денудационная поверхность значительно древнее ледниковых отложений этого последнего оледенения, следы которого в классической форме представлены в долинах верхнего Калара, Калакана и области их междуречья.

Резюмируя всю сумму имеющихся наблюдений по геоморфологии Олекмо-Витимского междуречья, можно выделить три основных геоморфологических области, существенно отличных друг от друга историей развития рельефа и внешним обликом каждой данной области в данный историко-геологический момент. Северная часть Олекмо-Витимского междуречья входит в состав обширной Приленской плоской возвышенности. К югу от нее располагается вторая область — Олекмо-Витимское нагорье. Граница между двумя этими геоморфологическими единицами прослеживается от Витима (Воронцовские гольцы) в виде довольно плавной дуги, обращенной выпуклостью на север и отграничивающей Патомскую часть нагорья от платформы. Восточная ветвь этой дугообразной граничной линии пересекает низовья р. Жуи и ряда левых притоков р. Чары выше ее и сохраняет свое меридиональное направление вплоть до северной оконечности озера Ничатки. Здесь, описав небольшой дугообразный изгиб, выпуклый на юг, демаркационная линия приобретает почти широтное направление. Это направление сохраняется в долине р. Чары (устье р. Сен) (3) и далее на восток вплоть до р. Олекмы, судя по беглым наблюдениям Бобина (1).

Специфичность истории развития рельефа Олекмо-Витимского нагорья и прилегающих частей Приленской платформы была указана Павловским (8).

Южная граница Олекмо-Витимского нагорья фиксируется наблюдениями текущего года, как это уже упоминалось, и совпадает с параллелью устья р. Калакана Каларского. От этого пункта, судя по наблюдениям Бобина (1), южная граница Олекмо-Витимского нагорья протягивается, повидимому, в восточно-северо-восточном направлении, выходя на Олекму близ устья ключа Тас-Урх.

Район Олекминских порогов (1) располагается внутри Олекмо-Витимского нагорья, пропиленного долиной р. Олекмы.

Пространство между Каларом и Витимом еще пока совершенно не затронуто исследованием, почему южную границу Олекмо-Витимского нагорья наметить в этой части нельзя.

Таким образом по меридиану прииска на р. Кетемяхты ширина Олекмо-Витимского нагорья выражается приблизительно всего в 200 км. Область нагорья на пространстве от параллели Ничатки до Олекмы имеет форму одностороннего клина, сужающегося по мере приближения к Олекме. К югу от параллели устья р. Калакан располагается третья самостоятельная геоморфологическая единица, история развития рельефа которой неразрывно связана с историей развития рельефа Приамурья.

Данное выделение трех геоморфологических единиц может иметь в текущий момент лишь провизорный характер, но вся сумма наблюдений по геоморфологии и геологии всех трех областей обуславливает необходимость такого разделения.

В порядке рабочей гипотезы представляется роль сравнительно узкой полосы высокогорного Олекмо-Витимского нагорья, как древнего водораздела древнеамурской и древнеленской гидрографических систем. С этой точки зрения Олекмо-Витимское нагорье нужно рассматривать как один из элементов мощной горной системы Станового хребта, отбрасывая аналогичное наименование от тех неотчетливо выраженных в рельефе гольцовых краев и групп, которые спорадически и незакономерно разбросаны в бассейне Верхней Олекмы и Олекмо-Амурского междуречья (16).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

А. Гнейсы (эозой — Δ)

Под этим названием выделены своеобразные сланцеватые породы, резко отличающиеся как внешне, так и микроскопически от повсеместно развитых в районе гнейсов, встреченные лишь в одном пункте маршрута — у устья р. Нюкжи на правом ее берегу, в склоне гольцовой группы Чельбаус. Сланцевая свита залегает с почти широтным простиранием и крутым (75—80°) падением на юг.

Выступающие здесь в большом коренном обнажении породы представляют собой пачку то светлозеленых, то более темных, иногда серых сланцев, характеризующихся тонкополосчатой, в ряде случаев пльчатой текстурой. Согласно со сланцеватостью эти породы пронизываются системой тонких жилок и четко расположенных линз молочно-белого кварца, в котором иногда обнаруживаются мелкие включения пирита. Незначительное содержание вкрапленного пирита наблюдается также в самих сланцах.

Бобин, имевший возможность в 1928 и 1930 гг. наблюдать эти породы не только здесь, но и в ряде других пунктов вверх по течению р. Нюкжи, а также по р. Олекме между устьями рр. Тас-Урях и Хани, выделяет их в самостоятельный стратиграфический комплекс и довольно подробно описывает петрографически. Он различает здесь кварцево-серицитовые, кварцево-эпидотовые, хлоритовые и гранатовые сланцы, причем отмечает, что гранатовые сланцы слагают нижнюю часть толщи. По содержанию граната эти породы довольно разнообразны — от одиночных зерен этого минерала до 50—60 % ко всему составу породы.

Относительно взаимоотношения сланцев с гнейсами названный автор не дает определенного заключения, а лишь делает предположение, что „повидимому сланцы дислоцированы вместе с гнейсами, так как находятся в одинаковом с ними залегании“ (1).

Наблюдения Павловского и Ефремова в 1932 г. (маршрут последнего на восток от устья Нюкжи) устанавливают наличие углового несогласия между гнейсами и нюкжинскими сланцами.

Петрографически сланцы устья р. Нюкжи настолько своеобразны и так резко отличаются как макроскопически, так и под микроскопом от гнейсов, что на их описании следует остановиться несколько подробнее. К сожалению, маршрутом захвачено только одно обнажение этих пород, и потому по имеющимся немногочисленным образцам нет возможности более или менее подробно охарактеризовать эту интересную в петрографическом отношении толщу.

Приводим микроскопическое описание некоторых наиболее типичных образцов.

Обр. № 207. Макроскопически порода серая с зеленоватым оттенком, заметно рассланцована. Поверхность штуфа матовая, шероховатая, с отчетливо выступающими мелкими белыми зернами полевого шпата неправильных очертаний.

Под микроскопом состав породы довольно сложный. В основном она состоит из полевого шпата, кварца, хлорита, минералов группы эпидота и серицита. В меньшем количестве наблюдаются биотит и апатит, встречающиеся в виде отдельных, по большей части мелких образований.

Микроструктура своеобразная. В общих чертах она представляется в следующем виде. Основной фон породы слагают сравнительно крупные зерна полевых шпатов, которые не имеют отчетливо выраженных контуров, а как бы изъедены по краям и замещены здесь многочисленными, мелкими новообразованиями эпидота и серицита. Эти новообразования, располагающиеся в общем линейно, вместе с кварцем и хлоритом выполняют промежутки между полевым шпатом, причем как бы обтекают изъеденные по краям кристаллы последнего, создавая впечатление своеобразной флюидальности. С другой стороны, минералы группы эпидота и серицит густо развиты также и в пределах самих зерен полевого шпата, но не имеют здесь закономерной пространственной ориентировки. Количественная роль их настолько значительна, что существенная роль полевого шпата в породе сильно замаскирована.

По оптическим признакам полевой шпат породы относится к альбиту. Показатель преломления его меньше показателя преломления канадского бальзама, погасание $\perp M = 14^\circ$.

$$2V = +76^\circ \quad B_{1,2} \begin{cases} n_g = 16^\circ \\ n_p = 88^\circ \\ n_m = 83^\circ \end{cases} \quad \text{№ 2—3 при альбитовом законе.}$$

Все зерна полисинтетически sdвойникованы по различным законам, но чаще всего наблюдается альбитовое двойникование.

Кварц наблюдается в виде мелких прозрачных зернышек с извилистыми очертаниями. Для него в отличие от обычных гнейсов района характерно почти полное отсутствие явлений катаклаза — волнистого угасания и трещиноватости. То же самое в равной мере относится и к полевому шпату.

Биотит — обычно неправильных очертаний таблички, реже удлиненные по спайности пластинки, как уже отмечалось, немногочислен. Характеризуется сильным плеохроизмом в коричневых тонах с почти полной абсорбцией по n_x , одноосен, частично хлоритизирован.

Хлорит образует удлиненные волокна и пластинки, расположенные линейно-параллельно первичной сланцеватости гнейса, частично замещает биотит. Наблюдается в большом количестве; окрашен в зеленый цвет, слегка плеохроичный, удлинение имеет отрицательное, почему и определяется как пеннин.

Минералы группы эпидота представлены агрегатом мелких зерен эпидота и цоизита. Первый в виде неправильных зернышек, слегка желтоватый с заметным плеохроизмом, двусный, с яркой, пятнистой интерференционной окраской, второй имеет наклонность образовывать призматические кристаллы. Он бесцветен, характеризуется прямым угасанием и сероватой интерференционной окраской, иногда аномальный индиговосиний.

Серицит — бесцветные чешуйки и пластинки с отчетливой спайностью и прямым угасанием, яркой интерференционной окраской.

Апатит такого же типа, как и в гнейсах, — редкие округлые зерна и призматические кристаллы, иногда рассеченные поперечной отдельностью. Голубоватый, с резным рельефом и слабым двупреломлением. Удлинение отрицательное.

По объемным соотношениям на долю альбита приходится 40.3%, кварца 21.4%, хлорита 8%, эпидота и серицита 30.3% и апатита 0.8%.

Обр. № 208. Темнозеленая тонкополосатая, жирная на ощупь, порода. Полосчатость обусловлена чередованием тончайших светлых полосок существенно кварцполевошпатового состава с темнозелеными, обогащенными хлоритом и эпидотом.

Микроструктура — лепидобластическая; в отдельных участках шлифа наблюдается микроскладчатость. Минералогический состав в отношении признаков отдельных компонентов такой же, что и в предыдущем образце, только количественное соотношение минералов изменено в сторону увеличения эпидота и серицита. На их долю здесь приходится не менее 50% всего состава породы.

Биотит совершенно отсутствует — замещен хлоритом.

При беглом просмотре под микроскопом порода производит впечатление совершенно однородной, в смысле величины слагающих ее зерен, но при внимательном изучении в ней удастся обнаружить крупные округлые зерна полевого шпата, настолько сильно замаскированные развившейся по ним эпидот-серицитовою массой, что их очертания удастся установить только с большим трудом. По составу полевой шпат, как и в предыдущем образце, является альбитом.

Обр. № 209. Внешне и минералогически порода того же типа, что и обр. № 210, и несколько отличается от нее лишь в структурном

отношении. Здесь совершенно не наблюдается крупных зерен, почему порода имеет характер типичного, тонкосланцеватого, с местной пльчатостью эпидот-хлоритового сланца. Содержание эпидота, серицита и хлорита очень большое, и распределение этих минералов в породе более или менее равномерное.

Суммируя микроскопические наблюдения над нюкжинскими сланцами, можно сказать, что эти сланцы легко сопоставляются с некоторыми разновидностями гнейсоидов Коржинского, широкое поясовое развитие которых устанавливается им на периферии Алданской кристаллической глыбы (10).

Данные химического анализа обр. № 210 показывают следующее (в процентах):

SiO ₂	51.78
TiO ₂	0.77
Al ₂ O ₃	17.81
Fe ₂ O ₃	4.65
FeO	4.62
MnO	0.14
CaO	8.17
MgO	4.56
Mo ₂ O	3.14
K ₂ O	0.30
H ₂ O	0.22
Пот. при прок. . .	2.77
CO ₂	0.94
Σ	=99.87

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.75 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.27 SiO_2;$$

$$\alpha = 1.79;$$

$$R_2O : RO = 1 : 5.71$$

Магматическая формула по А. С. Гинзбергу (9):

$$0.26 A \cdot 1.49 C \cdot 5.27;$$

$$\alpha = 6.6; \quad \beta = 33.2; \quad \gamma = 2.5;$$

$$\alpha\beta = 219.12; \quad \text{мол. \% Sal} = 75.09$$

Для данной породы в химическом отношении является характерным следующее:

1) Малая кислотность по сравнению с гнейсами (см. ниже). Незначительное содержание SiO₂ подчеркивается еще тем обстоятельством, что в нюкжинских сланцах присутствует много вторичного кварца.

2) Значительное содержание TiO₂ по сравнению с гнейсами.

3) Ничтожное содержание K₂O, обособляющее эти сланцы от гнейсов и гранитов района.

4) Рассматривая магматические формулы, мы видим несоответствие между коэффициентами, что не позволяет отнести данную породу ни к одному определенному типу изверженных пород.

5) На диаграмме А. С. Гинзберга точка, характеризующая состав анализируемой породы, располагается в удалении от проекций гнейсов и гранитов и, вместе с тем, не присоединяется к группам ни средних, ни основных пород.

Все это, вместе взятое, позволяет считать наиболее вероятным, что нюкжинские сланцы представляют собою не метаморфизованные гнейсы и не метаморфизованные изверженные породы, а скорей всего являются разновидностью парасланцев.

Необходимо заметить, что попытка Коржинского установить зону гнейсоидов на всей периферии Алданской кристаллической глыбы является, в значительной степени, попыткой кабинетного характера, не основанной на всей сумме имеющегося фактического материала. Так, например, постулированное Коржинским необходимое развитие полосы гнейсоидов по западной окраине Алданской глыбы в бассейне Чары и Витима совершенно не подтверждается тем фактическим материалом, который имеется по данному району (2, 3). Далее вызывает сомнение метод экстраполяции, принятый Коржинским, основывающимся в своих выводах, в сущности, лишь на одном планшете детальной геологической съемки, заснятым им в бассейне р. Тимптона. Наконец, представляется неубедительной аргументация Коржинского в пользу наличия процессов диафтореза, приведших к образованию пород типа гнейсоидов, так как процесс образования пород этого типа, в частности нюкжинских сланцев, может быть разъяснен и без применения теории диафтореза.

Нюкжинские кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, кварцево-эпидотовые и альбитовые сланцы не обязательно должны были возникнуть за счет развальцевания и обратного метаморфизма гнейсов. Некоторые признаки, в частности отсутствие волнистого угасания кварца в кварцево-альбитовых прослойках, наблюдавшиеся в наиболее типичных представителях сланцев, наводят на ту мысль, что нюкжинские сланцы целиком составлены из новообразований за счет метаморфизма нормально осадочных пород. Эта точка зрения кажется нам наиболее вероятной, тем более, что нюкжинские сланцы залегают несогласно на гнейсах.

Так или иначе, нюкжинские сланцы, входящие в комплекс гнейсоидов Коржинского, являются в пределах нашего маршрута крайним западным пунктом развития этих пород и не наблюдаются во всей изученной нами части Олекмо-Витимской горной страны.

Изложенное позволяет взять под сомнение фактическое существование полосы гнейсоидов, возникших за счет обратного метаморфизма гнейсов и обрамляющих Алданскую плиту по представлению Коржинского.

В возрастном отношении гнейсоиды низовьев Нюкжи в свете всего вышеизложенного наиболее рационально относить к эозою. Эта возрастная оценка позволяет считать нюкжинские сланцы, по всем данным, залегающими несогласно на гнейсах, аналогом низов удоканской свиты эозоя, развитой в пределах хребта Удокан и массива Кодар и изучавшейся Д. В. Никитиным и Е. В. Павловским (2, 4).

Кварцево-эпидотовые сланцы, развитые при устье р. Нюкжи, залегающие с широтным простираанием, с нашей точки зрения являются крайним восточным звеном огромной дуги эозойской складчатости, которая была фиксирована Павловским на основе значительного количества фактического материала, по работам в Олекмо-Витимской горной стране в 1928 и 1930 гг. (2, 3).

Б. Гнейсы (архей — А)

В пределах исследованного участка долины Олекмы, по Дырындинскому маршруту, в районе Дырындино-Кетемяхтинского междуречья и на отрезке р. Калар от Каларского хребта до устья кл. Сорогочи гнейсы занимают большую часть площади.

Долина р. Дырынды и область Дырындино-Кетемяхтинского водораздела в геологическом отношении впервые были обследованы Е. С. Бобиным в 1929 и 1930 гг. На геологической карте Бобина (1) левобережная приустьевая часть долины Дырынды является областью развития гранитов. Непосредственно выше правобережье сложено гранитом, тянущимся вверх по долине на несколько километров. Все остальное поле, включающее левобережье Дырынды от ее устья, правобережье от выходов гранита и выше, область водораздела Дырында — Иликан — вся эта площадь, по Бобину, является областью сплошного развития гнейсов. Часть верхнего течения Иликана, почти вся долина Таломы тем же геологом изображены располагающимися в пределах СЗ оконечности крупного гранитного массива, СВ ветвь которого выходит на правобережье Дырынды. Далее, верховья Таломы, Иликана, Кетемяхты, вплоть до самого приискового района, являются, по Бобину, также областью сплошного развития гнейсов. Гранитный массив района Кетемяхтинского прииска выделен в виде пятна среди гнейсов.

В результате геологической съемки 1932 г. получилась геологическая характеристика маршрута Дырында — Кетемяхта, существенно отличающаяся от вышеприведенных данных Бобина.

Левобережье Олекмы у устья Дырынды, низовая часть долины последней сложены серыми биотитовыми гнейсами, падающими на В или ЮВ под небольшими преимущественно углами (20—35°). От устья кл. Кыхлхая и выше по Дырынде преобладают падения на Ю или ЮЮВ. На Олекме и в пределах приустьевой части Дырындинской долины гнейсы местами инъецированы розоватым мелкозернистым биотитовым гранитом. В 5 км выше устья кл. Кыхлхая начинаются выходы равномерно и среднезернистых розово-серых биотитовых гранитов, прослеживаемых до устья кл. Джагдачи. Выше этого пункта вплоть до долины кл. Охок наблюдаются обнажения серых биотитовых гнейсов, образующих ряд крутых складок преимущественно ССЗ — ЮЮВ простирания. В средней части этой гнейсовой полосы располагается массив гнейсо-гранитов, прослеженный от устья кл. Ковуйбут вплоть до устья кл. Хонорея. Гнейсо-граниты розовато-серого цвета, состава биотитовых гранитов с намеченной сланцеватой текстурой. Интересна контактовая зона гнейсо-гранитов с гнейсами, вскрытая рекой близ устья кл. Ковуйбут. Здесь отдельные зоны гнейсов интенсивно пиритизированы по двум системам трещин отдельности. Одна система трещин падает ВСВ 80° ∠ 65°, другая СЗ 310° ∠ 35°. Особой интенсивности достигает пиритизация гнейсов в кровле

согласных жил розовато-серого аплита, достигающих 3 м мощности. Ближайшая к висячему боку часть жил аплита 30—50 см мощности также интенсивно пиритизирована. В гнейсовой кровле одной из аплитовых жил в непосредственной близости от последней залегает система кварцевых линз (0.1 м × 0.5 м), вытянутых согласно общему падению всей свиты ($СЗ\ 310^\circ \angle 35^\circ$). Кварц молочно-белый с редкой вкрапленностью мелких кубов пирита. В выносе кл. Ковуйбут, ориентированного, примерно, параллельно контакту гнейсо-гранита и гнейса, наблюдается обильная галька пород описанной свиты, в различной степени пиритизированных. Немного ниже по Дырынде располагаются выходы биотитовых гнейсов, прорванных неправильной формы телами грубозернистого биотитового пегматита.

Выше устья кл. Охок долина Дырынды проложена в тех же гнейсах. Правый коренной берег сложен розовато-серыми мелкозернистыми биотитовыми гранитами, местами приобретающими порфировидный характер, обусловленный крупными выделениями розоватого микроклина. Порфировидная разность макроскопически неотличима от порфировидных гранитов Кетемяхтинского золотоносного района. В грубых чертах линия контакта гранитов с гнейсами от устья Охока тянется на ЮЗ по правому коренному берегу долины Дырынды. Выше устья кл. Усмуктыкин линия контакта поворачивает на юг, в связи с чем верхнее течение Дырынды и долина Дырындакана располагаются в пределах монопольного развития гнейсов. В долине Иликана (вершина р. Моклы) на водоразделе Иликан — Овунмукит и в нижнем течении последнего можно проследить контуры гранитного массива, заходящего вглубь упомянутого водораздела на север. Эти граниты представлены сероватой мелкозернистой биотитовой разностью. Изредка встречаются порфировидные граниты, тождественные с упомянутыми выше. Не исключена возможность того, что эти выходы гранитов непосредственно связаны с таковыми правобережья Дырынды. Среднее течение Овунмукита и нижняя половина долины Усмуна являются областью развития розоватых мелкозернистых биотитовых гнейсо-гранитов. Верхнее течение Усмуна, область водораздела Усмуна — Кетемяхта — Талома и вершина (левая) Кетемяхты расположены в пределах гранитного тела. Гранит то мелко-, то среднезернист, светлосерого цвета, биотитовый. На водоразделе Кетемяхта — Мурдон в пределах его западного склона и далее на запад, вплоть до самого района прииска, развиты исключительно серые биотитовые гнейсы.

К северу от приискового района, где гнейсы прорваны небольшим массивом порфировидного гранита, имеют сплошное развитие однообразные биотитовые гнейсы в пределах Кетемяхто-Калаканского и Кетемяхто-Каларского междуречья. Гнейсы почти без перерыва прослеживаются далее на север вверх по долине Калара вплоть до устья кл. Кудир. Лишь при устье р. Калакана Каларского гнейсы прорваны мощной интрузией белых анортозитов, слагающих широкую (3—4 км) полосу, вытянутую

в СВ направлении и прослеженную Бобиним вплоть до Олекмы (ниже устья р. Нюкжи). От устья ключа Кудир выше по Калару развиты серые и мясо-красные граниты, слагающие наиболее высокогорную часть Каларского хребта и юго-восточную окраину верхнекаларского грабена.

Петрографический состав гнейсовой толщи довольно однообразен. Мы наблюдаем здесь разности биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-хлоритовые и двуслюдяные. Из них преобладающее значение имеют биотитовые гнейсы, все же остальные занимают подчиненное положение, залегая в первых в виде отдельных пачек. Интересно также, что по характеру полевых шпатов большинство гнейсов являются существенно плагиоклазовыми, тогда как разности нормального гранитного состава встречаются сравнительно редко.

Наиболее распространенные биотитовые гнейсы внешне представляются по большей части серыми, с отчетливо выраженной полосатой текстурой, обусловленной чередованием полос различного состава. Светлые полосы состоят преимущественно из кварца и полевого шпата и имеют, обычно, зернистое сложение; в более темных концентрируются темноцветные компоненты, располагающиеся здесь линейно. Ширина полос различна, от нескольких миллиметров до 3—5 и более сантиметров. Самый характер полосатости также не всегда одинаков. Очень часто мы имеем резкое чередование различных по составу и очень узких полос, приводящее к типичной ленточной текстуре; иногда наблюдаем постепенный переход от лейкократовых участков к меланократовым, причем полосы становятся широкими, в более же редких случаях полосатость совсем не наблюдается, а заметно только параллельное расположение цветных минералов.

В зависимости от того, из какого участка сделан шлиф, наблюдается та или иная картина под микроскопом. Участки зернистые, лейкократовые, состоят из агрегата частью угловатых, частью извилистых зерен полевого шпата и кварца с заключенными между ними редкими таблицами и пучкообразными скоплениями биотита, причем расположение зерен обычно беспорядочное. В участках меланократовых, наоборот, наблюдается отчетливая гнейсовидная структура с резко выраженным линейным расположением цветных минералов.

Минералогический состав биотитовых гнейсов выражается обычно в большом содержании полевых шпатов как щелочных, так и плагиоклазов, и значительно меньшем кварца, биотита и второстепенных минералов. Из последних постоянно присутствуют в виде незначительных примесей апатит, титанит и рудные минералы; иногда циркон и ортит.

Среди щелочных полевых шпатов широко распространен ортоклаз. Он представлен угловатыми, иногда удлиненными параллельно сланцеватости зернами, сдвойникованными в ряде случаев по карлсбадскому закону, и легко узнается по слабому преломлению, отрицательному знаку и характерным для этого минерала углам угасания. Как правило, сильно

разрушен, пелитизирован и, иногда, серицитизирован. Иногда деформирован и обнаруживает волнистое угасание. В некоторых шлифах образует крупные порфиробласты, содержащие включения других минералов. Количество ортоклаза в отдельных разностях сильно варьирует.

В отличие от ортоклаза микроклин в гнейсах отличается большой свежестью. Зерна его имеют, примерно, те же очертания, что и ортоклаза, но обнаруживаются в гораздо меньшем количестве, и лишь сравнительно редко разности являются преобладающим минералом среди полевошпатовой части в гнейсах. Иногда микроклин образует пертитовые вростки в плагиоклаз.

В шлифе обнаруживает характерную двойниковую решетку и изредка резко выраженное волнистое угасание.

Альбит в гнейсах встречается очень часто. Иногда он в качестве вторичного образования развивается на плагиоклазах, представляясь в таких случаях в виде мелких бесцветных чешуек с слабым двупреломлением и показателем преломления меньшим, чем у канадского бальзама, но частью наблюдается в виде самостоятельных зерен, причем количество таковых варьирует от 1 до 2% до положения существенной составной части. Часто образует полисинтетические двойники, но встречается также и без двойниковой штриховки. В шлифе легко узнается по характерному слабому двупреломлению, положительному знаку и углу оптических осей в 75—76°. Обычно свеж, но иногда мутнеет и тогда с трудом поддается определению.

Плагиоклазы, так же, как и предыдущие минералы, имеют вид неправильно угловатых образований, реже округлых или волнисто-извилистых, и находятся нередко в прорастании другими минералами. Как правило, образуют полисинтетические двойники по альбитовому, карлсбадскому, манебахскому и другим законам. В ряде случаев сильно альбитизированы и изредка на границе с калиевым полевым шпатом переходят в мирмекит. В некоторых образцах имеют зональное строение с увеличением основности к центру зерна. При выветривании обычно переходят в серицит, но иногда, в более основных плагиоклазах, этот процесс идет и в сторону образования минералов группы эпидота.

Для плагиоклазов довольно часты явления катаклаза, в особенности в гнейсах приконтактовой зоны. Они выражаются в пятнистом и облачном угасании, трещиноватости, а иногда и полной раздробленности. Нередки случаи смещений по трещинам отдельных частей зерна. Трещинки имеют иногда зияющий характер, но обычно они выполнены вторичными продуктами: кварцем, кальцитом или окислами железа, иногда смесью их; в отдельных случаях залечены веществом того же состава, что и полевой шпат.

На плоском столике микроскопа плагиоклазы определяются как кислые от альбит-олигоклаза до андезина, что подтверждается также и измерениями на Федоровском столике.

Так, для микроклин-биотитового гнейса, образец которого № 225 взят в бассейне р. Калара, на участке между рекой и о. Двачанна, мы имеем для плагиоклаза:

$$2V = -84^\circ, \text{ что соответствует } \text{№ 24}$$

$$B_{1,2} \begin{cases} n_p - 88^\circ \\ n_g - 6^\circ \\ n_m - 85^\circ \end{cases} \quad \text{№ 25 при альбитовом законе.}$$

Для другой разности (244), тоже микроклин-биотитовой, совершенно свежей, обнажающейся при устье р. Калакана:

$$2V = \text{плагиоклаза} = -84^\circ \text{ № 34}$$

$$B_{1,2} \begin{cases} n_p - 87^\circ \\ n_g - 15^\circ \\ n_m - 75^\circ \end{cases} \quad \text{№ 34 при альбитовом законе.}$$

Там же обр. № 246

Плагиоклаз $2V = +84^\circ$ № 42

$$B_{1,2} \begin{cases} n_p - 86^\circ \\ n_g - 17^\circ \\ n_m - 75^\circ \end{cases} \quad \text{№ 40 — альбитовый закон}$$

Для обр. № 214 (левобережье Дырынды у устья).

Плагиоклаз $2V = +80^\circ$ № 30

$$B_{1,2} \begin{cases} n_p - 86^\circ \\ n_g - 76^\circ \\ n_m - 14^\circ \end{cases} \quad \text{№ 30 — маннебахский закон.}$$

Обр. № 217 (близ устья ключа Хайкта).

Плагиоклаз $2V = +86^\circ$ № 16

$$B_{1,2} \begin{cases} n_p - 88^\circ \\ n_g - 70^\circ \\ n_m - 85^\circ \end{cases} \quad \text{№ 15 альбитовый закон.}$$

Такие же в общем результаты измерений получаются для плагиоклаза и в других образцах гнейсов из различных мест района.

Количественно содержание плагиоклаза сильно колеблется, но в общем он является главнейшим пороодообразующим минералом в гнейсах.

Кварц является одним из существенных минералов в биотитовых гнейсах. Содержание его в среднем от 20 до 30%, но иногда наблюдаются колебания в ту или другую сторону. Кристаллизуется в форме неправильных, сильно извилистых зерен в ряде случаев, располагающихся закономерно, но всегда пласты кварца, соединяясь вместе, образуют как бы прожилки и соединенные четкообразно линзы, ориентированные параллельно направлению сланцеватости. Часто для кварца характерна мозаичная и торцовая структура. Как правило, он характеризуется резко выраженным волнистым угасанием и иногда сильно трещиноват. Нередко содержит включения биотита, полевых шпатов и других минералов.

Вместе с полевым шпатом кварц образует зернистые, светлые полосы и плоские линзы, придающие гнейсам столь характерный полосатый вид.

Биотит чаще всего встречается в виде бурой разности. Плеохроизм его резко выражен, причем по n_g наблюдается темнокоричневая окраска, иногда полная абсорбция, по N_r светлокоричневая. Схема абсорбции: $n_g > n_r$. В сходящемся свете дает фигуру одноосного кристалла. Количество его в гнейсах варьирует от 2—3% до 15% и в редких случаях до 20%. Форма зерен — неправильные таблицы и удлиненные по спайности пластинки. Расположение чаще всего плоско-параллельное, но изредка наблюдается концентрация биотита в отдельных участках породы в виде своеобразных пучкообразных и сноповидных скоплений. В некоторых образцах биотит деформирован, изогнут и обнаруживает тогда волнистое угасание. Часто ассоциируется с рудными минералами и содержит включения мелких зерен апатита и циркона. При выветривании обычно переходит в хлорит. Зеленая разность биотита, встречающаяся менее часто, микроскопически ничем, за исключением своего плеохроизма, не отличается от предыдущей.

Из второстепенных минералов наиболее распространенным является апатит. Он образует очень мелкие, в ряде случаев многочисленные зернышки призматических очертаний, шестиугольные в поперечном разрезе, приуроченные главным образом к цветному минералу. Прозрачен, слегка голубоват. Удлинение и оптический характер отрицательные. Обнаруживается во всех образцах, но в количестве, не превышающем 2%.

Титанит также представлен мелкими зернами, имеющими часто удлиненно-яйцевидную или округлую форму. Плеохроирует в коричневатых тонах, в сходящемся свете дает характерную фигуру двусного кристалла с сильным изгибанием гиперболы. Знак его положительный. Количественное содержание небольшое 1—1.5%, но так же, как и апатит, он присутствует почти во всех образцах.

Циркон встречается гораздо реже. Зерна его очень мелкие, бесцветные, с сильным преломлением и двупреломлением, одноосные, включены или в биотит или в полевые шпаты. Иногда вокруг них в биотите отчетливо видны плеохроирующие оболочки.

Ортит также сравнительно редкий минерал в гнейсах. Количественное содержание его ничтожное, не более 3—4 зернышек на шиф. Сильно плеохроичен в бурых тонах, с яркой интерференционной окраской, двусный.

Что касается рудных минералов, то из них наиболее распространенные магнетит и пирит, причем первый встречается в небольшом количестве почти во всех образцах, второй приурочен, главным образом, к разностям гнейсов вблизи контрактов с изверженными породами.

Кроме указанных минералов некоторые разности биотитовых гнейсов содержат хлорит, мусковит, эпидот или роговую обманку. Эти минералы наблюдаются обычно в виде несущественных примесей, но иногда тот или иной из них настолько увеличивается количественно, что приобретает характер породообразующего минерала. В таком случае гнейс может быть назван или двуслюдяным, или биотит-хлоритовым, или биотит-роговообманковым.

В более редких случаях биотит является несущественной примесью или вовсе отсутствует, а один из указанных минералов играет роль главного цветного компонента.

Все эти разновидности гнейсов, как указывалось, пользуются незначительным развитием. Они образуют маломощные пачки и прослои в нормальных биотитовых гнейсах и не обнаруживают видимой закономерности в своем территориальном распространении.

В отношении структуры, содержания кварца и полевых шпатов, а также характера последних эти породы, в общем, повторяют ту же картину, что наблюдалась для биотитовых гнейсов, и отличаются от них лишь составом своей цветной части.

Мусковит в двуслюдяных гнейсах наиболее часто наблюдается в виде мелких, удлиненных, бесцветных пластинок, реже широких таблиц, расположенных параллельно определенному направлению. В некоторых образцах его пластинки располагаются узкими лентами и вместе с биотитом как бы цементируют более крупные зерна других минералов. В шлифе совершенно прозрачен и свеж, имеет прямое угасание и яркие интерференционные цвета. Знак главной зоны — положительный. В породах, подвергшихся катаклазу, мусковит сильно изогнут и обнаруживает волнистое угасание.

Хлорит биотит-хлоритовых гнейсов (пеннин) в шлифе имеет травяно-зеленый цвет и слабый плеохроизм. Двупреломление слабое, чаще всего аномальное, удлинение отрицательное, $2V$ близкое к нулю. В породе хлорит образует неправильной формы таблицы и проростки, иногда в таком большом количестве, что микроскопически гнейс приобретает явственно зеленый оттенок.

Роговая обманка в гнейсах принадлежит к ряду обыкновенных. Она характеризуется большим углом оптических осей, $2V = -82-84^\circ$, отрицательным оптическим знаком и сильным плеохроизмом в зеленых и желтовато-зеленых тонах. Схема абсорбции $n_x n_m n_p$. Погасание Sp_x в различных образцах от 12 до 17° . При выветривании роговая обманка обычно замещается хлоритом, но иногда переходит в эпидот.

Эпидот в гнейсах возникает за счет цветных минералов или полевых шпатов. Образует неправильной формы зерна, часто включенные в роговую обманку или полевой шпат, желтоватый, слегка плеохроичные, но в ряде случаев почти бесцветные, с сильным неравномерным двупреломлением. В породе распределен неравномерно и в небольшом количестве. Иногда эпидоту сопутствуют цоизит и клиноцоизит, характеризующиеся в шлифе слабым, чаще всего аномальным двупреломлением.

На основании всей суммы наблюдений, касающихся минералогического состава гнейсов, удастся составить некоторые общие представления о характере этих пород, столь широко развитых в районе.

Прежде всего в отношении количественного содержания минералов, как видно из описания, гнейсы отличаются большим непостоянством.

С одной стороны, через изменение соотношения между полевыми шпатами в сторону преобладания плагиоклаза осуществляется переход к плагиогнейсам, с другой, путем появления в цветной составляющей, наряду с биотитом новых компонентов и соответственного увеличения их происходит переход к другим разновидностям гнейсов. Таким образом, представители различных групп гнейсов не могут рассматриваться как образования, резко обособленные друг от друга, а в действительности связанные целым рядом промежуточных звеньев.

Что касается качественного минералогического состава, то гнейсы поражают своим однообразием, тем более, что они развиты на территории в несколько сот километров.

Далее, в отношении полевых шпатов подавляющее большинство гнейсов являются плагиоклазовыми, цветного минерала — биотитовыми.

Наконец, в текстурном отношении большинство гнейсов имеют ленточный характер.

Взаимоотношение гнейсов с гранитными интрузиями, широко развитыми в районе, устанавливается вполне определенно. Они прорываются последними, о чем ясно свидетельствуют контактные явления (послойная инъекция), а также многочисленные отторженцы гнейсов в приконтактовой зоне гранитов.

Иногда не представляется возможным провести резкую границу между гнейсами и гранитом. Контакт этих пород сплошь и рядом бывает выражен в виде тонкой послойной инъекции гранитной магмы в гнейсы — распространяющейся на большое расстояние вглубь контактной зоны.

Значительные колебания в соотношении пороодообразующих минералов, а равным образом постепенное изменение структуры в сторону приближения ее к нормальной гранитовидной отмечает А. К. Мейстер (11) для кристаллически сланцевых пород восточной окраины Ленского золотосного района. Причину таких изменений он видит в воздействии гранитных интрузии на осадочную толщу — воздействий, обусловивших привнос новых материалов (частично в виде механического внедрения типа инъекции, частично пневматолитическим путем) и вызвавших перекристаллизацию этих пород.

В соответствии с такими представлениями Мейстер считает породы, внешне и по составу отвечающие гнейсам, по генезису образованиями осадочными и называет их гранитизированными кварцитами и полевошпатовыми кварцитами.

В более поздней работе, касающейся горной области Северо-Муйского хребта (12), названный автор заменяет термины гранитизированные и полевошпатовые кварциты термином слюдяно-полевошпатовые и гранитизированные сланцы, но продолжает считать эти породы осадочными по происхождению, хотя подчеркивает, что в ряде случаев они находятся в теснейшей связи с гранитами, образуя ряд постепенных переходов к последним.

Такого же, повидимому, взгляда придерживаются Н. И. Свитальский и Ю. И. Половинкина (13), описывающие кристаллические сланцы, развитые по рр. Усою, М. и Б. Амалату, Ципи и Витиму. Они, правда, не указывают определенно, что все эти породы являются параобразованиями, но из описания и классификации явствует, что этим породам приписывается осадочное происхождение (13).

Что касается кристаллически сланцевой толщи Олекмо-Каларского района, то такое толкование ее генезиса, нам кажется, не совсем подходит.

Наличие здесь на громадных пространствах удивительно однообразных в смысле качественного минералогического состава биотитовых гнейсов, схожих в этом отношении с гранитными интрузиями района, невозможность в ряде случаев провести резкую границу между гнейсами и гранитами гораздо легче понять и объяснить, если допустить происхождение гнейсов из изверженного материала.

На изверженное происхождение первоначального состава указывает также и химический анализ этих пород.

Химический анализ одной из разновидностей гнейсов, именно биотит-роговообманкового (обр. № 223), залегающего в виде темных полос среди обычных биотитовых гнейсов у устья ключа Кувуйбут, произведенный Химической лабораторией Ленинградского отделения Института прикладной минералогии, а также анализ типичного для района микроклин-биотитового гнейса (обр. № 244), произведенный аналитиком В. А. Егоровым, дают следующие результаты (в %/о):

	Обр. № 223	Обр. № 244
SiO ₂	73.50	67.25
TiO ₂	следы	0.43
Al ₂ O ₃	14.37	16.48
Fe ₂ O ₃	0.76	1.29
FeO	1.07	1.88
CaO	2.38	4.04
MgO	0.80	1.24
MnO	0.17	0.03
K ₂ O	3.00	1.64
Na ₂ O	3.36	4.32
H ₂ O	0.12	0.11
Пот. при прок.	0.46	1.21
	$\Sigma = 99.99$	$\Sigma = 99.92$

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (для обр. № 223):

$$1.11 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.45 SiO_2; \alpha = 4.11; R_2O : RO = 1.13 : 1.$$

Для обр. № 244:

$$1.27 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 6.61 SiO_2; \alpha = 3.10; R_2O : RO = 1 : 1.48.$$

Магматическая формула по А. С. Гинзбергу (для обр. № 223):

$$0.59 A \cdot 0.52 C \cdot 9.45 S; \alpha = 17.93; \beta = 11.74; \gamma = 8.51; \alpha\beta = 210.5; \text{мол. } \% \text{ Sal} = 89.63.$$

Для обр. № 244:

$$0.51 A \cdot 0.76 C \cdot 7.61 S; \alpha = 12.75; \beta = 16.69; \gamma = 5.2; \alpha\beta = 213.2; \text{мол. } \% \text{ Sal} = 85.83.$$

Сравнивая вычисленные формулы с средними магматическими формулами важнейших типов горных пород, можно видеть, что данные породы химически совершенно легко укладываются в группу гранитов. В особенности наглядно это получается, если изобразить состав их графически, воспользовавшись для этого способом, предложенным А. С. Гинзбергом (9).

На диаграмме (см. ниже) точки, выражающие состав данных пород, располагаются в непосредственном соседстве с проекциями нормальных гранитов, чем и доказывается общность их химического состава с последними.

Тектоника гнейсовой толщи не расшифровывается в силу маршрутного характера исследований. Обращают на себя внимание незначительные углы падения гнейсов в пределах Олекмо-Дырындинской части маршрута, не имеющие прецедента в остальных частях Олекмо-Витимской горной страны.

На Олекме и Дырынде простираения гнейсов сильно варьируют, особенно вблизи гранитных массивов. Верховья Дырынды, Кетемяхтинско-Калакано-Каларское междуречье, в долине Калара от устья кл. Кудир до кл. Сорогочи наблюдается довольно выдержанное простираение гнейсов, близкое к широтному.

Для района Олекмы характерно значительное развитие внутри гнейсовой толщи милонитизированных зон, в пространственной ориентировке которых не удалось пока подметить никакой закономерности.

Сильная складчатость, осложненная в ряде случаев явлениями радиальных дислокаций, местами спрессованность и раздробленность, а также разнообразные изменения, связанные с действием более поздних интрузий, свидетельствуют о всех тех сложных и многообразных превращениях, которые претерпели гнейсы с момента их возникновения.

Сопоставление петрографической характеристики гнейсов района Олекмы, Дырынды, Калара, Верхней Чары и бассейна озера Ничатки показывает полное их тождество в пределах весьма обширной территории. Таким образом, та широкая полоса гнейсов, которая была установлена Е. В. Павловским (3) и которая протягивается от верховьев Жуи и Нечеры на юго-восток в бассейн озера Ничатки, находит себе естественное продолжение в лице гнейсов Олекмо-Каларского междуречья. Эти последние непосредственно связываются с районом озера Ничатка через водоразделы Чара — Олекма — Токко.

Подводя некоторые итоги, можно сказать, что Олекмо-Витимская горная страна представляет собой область преимущественного развития гнейсов, типа ортогнейсов, прорванных гранитами и являющихся нижним членом стратиграфического разреза и фундаментом для вышележащих стратиграфических толщ более молодого возраста.

Возраст гнейсов, как это было установлено Павловским (2), в 1930 г. по наблюдениям на верхней Чаре, близ устья Абсата, определяется как архейский.

Граниты (γ)

Ряд гранитных массивов, как это уже упоминалось выше, констатирован по маршруту в пределах долин рр. Олекмы и Дырынды. Отмечены также были массив порфировидного гранита в районе Кетемяхтинского прииска, далее — крупный гранитный массив Каларского хребта. Мясо-красные и серые биотитовые граниты имеют обширное развитие в пределах хр. Удокан, по долине р. Кемень.

Кеменьский гранитный массив

В среднем и верхнем течении речки Кемень на северном склоне Удокана, а также в области долины Амудига, в целом ряде обнажений выступают серые крупно- и среднезернистые граниты. Иногда в них отчетливо выражена наклонность к порфировидной структуре. Здесь же, но гораздо реже, наблюдаются выходы мясо-красного гранита, которые, согласно Никитину (4), являются более молодой интрузией, так как прорывают серый гранит. Павловский, по данным работ 1930 г. (2), определяет контуры этого обширного гранитного массива, возможно сливающегося с обширным полем развития гранитов в области вершинных озер р. Чары. Микроскопически типичный серый удоканский гранит (обр. № 19 из ригеля, преграждающего долину Кеменя) характеризуется кристаллически зернистой структурой и состоит из очень крупных кристаллов полевого шпата, кварца и слюды. Полевой шпат в основном представлен микроклином, характеризующимся решетчатой двойниковой штриховкой и пертитовым прорастанием альбитом. Отличается значительной свежестью, большей во всяком случае, чем у плагиоклазов. Последние наблюдаются в значительно меньшем количестве, чем щелочной полевой шпат и представляются в виде полисинтетических двойников по различным законам. По углу погасания и симметричной зоне $= 10-11^\circ$ должны быть отнесены к группе кислых ряда олигоклаза. Выветриванием затронуты довольно сильно, причем по ним образуется серицит.

Кварца в породе много. Он бесцветный, с резко выраженным волнистым угасанием. В ряде зерен сильно трещиноват, иногда раздроблен. Деформации обнаруживаются также и на цветном минерале, каковым в породе является биотит. Некоторые зерна его сильно изогнуты и также обнаруживают волнистое угасание. По всем этим признакам можно видеть, что порода сильно затронута процессами катаклаза. В ряде других образцов можно видеть не только трещиноватость кварца, но даже частичное раздробление и полевых шпатов.

Биотит в этих гранитах представлен зеленой разностью. Наблюдается в незначительных количествах, причем заметно хлоритизирован. Из второстепенных минералов присутствуют апатит, циркон и титанит в виде мелких зерен и в ничтожном количестве.

Количественный подсчет минералов в шлифе дает для обр. № 19 следующие результаты:

	Объемные %/о
Микроклин	48.2
Плагноклаз	23.6
Кварц	21.6
Биотит	5.4
Рудные минералы, апатит, циркон, титанит	1.2
	100.0

Указанное соотношение в общем выдерживается для большинства образцов, взятых из различных участков массива, и лишь в отдельных случаях от него имеются отклонения. Некоторые разности, стоящие явно в теснейшей связи с основным телом массива, обнаруживают заметное обогащение цветным компонентом, а также плагноклазом, и приближаются, следовательно, по составу к гранодиоритам. С другой стороны, наблюдаются переходы к плагногранитам и граносиенитам. Таким образом для данного массива, отвечающего в основном по составу нормальному граниту, констатируется ряд количественно минералогических изменений, приводящих к образованию пород промежуточных типов. Развитие последних незначительное.

По анализу химической лаборатории ЛОИПМ химический состав кеменьского гранита (обр. № 19) следующий (в %/о):

SiO ₂	69.64
TiO ₂	0.67
Al ₂ O ₃	13.63
Fe ₂ O ₃	1.68
FeO	2.33
CaO	2.43
MgO	0.94
MnO	0.46
K ₂ O	4.72
Na ₂ O	2.83
H ₂ O	0.53
Пот. при прок.	0.53
	100.30

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.

$$1.34 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.10 SiO_2; \alpha = 3.73; R_2O : RO = 1 : 1.03.$$

Магматическая формула по А. С. Гинзбергу:

$$0.66 A \cdot 0.68 C \cdot 9.10 S; \alpha = 14.32; \beta = 14.72; \gamma = 6.79; \alpha\beta = 210.9; \text{мол. \% Sal} = 87.12.$$

Магматические формулы и коэффициенты анализируемой породы очень близки к средним значениям таковых для нормальных гранитов, почему кеменьский гранит должен быть отнесен к последним. То же получается, если сопоставить графически состав нашей породы с средним составом гранитов, воспользовавшись для этой цели диаграммой А. С. Гинзберга (см. диаграмму).

Граниты Каларского массива

В расстоянии 25—30 км к югу от Кеменьского гранитного массива располагается второй громадный массив этой породы — Каларский.

По данным Бобина, обследовавшего каларские граниты в 1929 и 1930 гг., они слагают мощное интрузивное тело, вскрытое на площади в 200—400 кв. км, вытянутое в северо-восточном направлении.

Маршрутом Олекмо-Каларской партии 1932 г. данный массив пересечен в поперечном направлении в его восточной части по долине р. Калар.

Имеющиеся в нашем распоряжении сравнительно немногочисленные образцы каларского гранита внешне представляются заметно различными. Одни из них представлены серыми разностями, мелко- и среднезернистыми, реже порфировидными; другие окрашены в яркий розовый цвет, в отношении же структуры вполне схожи с серыми. По распространенности преобладающее значение имеют серые граниты, а красные занимают подчиненное положение.

На первый взгляд кажется, что красные и серые граниты представляют собой самостоятельные образования, но внимательное изучение в поле их взаимоотношений убеждает в противном. Путем ряда наблюдений устанавливается теснейшая связь между этими породами, выражающаяся в том, что серые граниты путем постепенных изменений в окраске, повидимому, без резких скачков переходят в красные. С другой стороны, красные граниты распространены в виде отдельных пятен и полей среди серых гранитов, что наводит на мысль о тесной генетической связи между этими породами.

В общем, судя по имеющимся фактам, можно сказать, что в Каларском массиве, возможно, мы имеем дело в сущности с одной породой, и что красная разность гранита является лишь фациальным изменением наиболее распространенного серого.

Что касается структурных и минералогических признаков, то в этом отношении обе разновидности вполне схожи.

По цветному минералу они являются биотитовыми, но изредка к последнему в незначительных количествах примешивается роговая обманка.

Щелочной полевой шпат каларских гранитов представлен микроклином и микроклинпертитом. Зерна его крупные, неправильных очертаний, характеризуются свойственной микроклину двойниковой решеткой. Сохранность минерала хорошая. В порфировидных разностях микроклин образует крупные фенокристаллы, достигающие 1 кв. см, которые в красной разновидности гранита окрашены в соответствующий красный цвет.

В некоторых разностях встречается также ортоклаз, но в качестве, обычно, несущественной примеси. В отличие от микроклина он сильно выветрелый.

Плагиоклазы принадлежат к ряду кислых: альбитолигоклаза и олигоклаза; представлены сравнительно свежими зернами, как правило, полисинтетически сдвойникованными, идиоморфными по отношению к щелочным полевым шпатам.

Кварц в шлифе обнаруживает отчетливые явления катаклаза — трещиноватость и волнистое угасание. Зерна его ксеноморфны, — выполняют промежутки между другими минералами. Изредка кварц наблюдается в гранофировом прорастании с калиевым полевым шпатом.

Биотит в каларском граните встречается в виде двух разновидностей — коричневой и зеленой. В шлифе он обнаруживает характерный плеохроизм с почти полной абсорбцией по n_x . Иногда несет следы механических деформаций.

Роговая обманка принадлежит к ряду обыкновенных. Под микроскопом она представляется травяно-зеленой с резким плеохроизмом.

$$2 V = -84^\circ, Cn_x = -12^\circ.$$

Из акцессорных минералов постоянно присутствуют апатит, титанит, циркон и рудные минералы.

Указанные порообразующие минералы количественно довольно широко варьируют, что в особенности свойственно полевым шпатам. Среди гранитов Каларского массива подавляющее большинство является существенно микроклиновым, но есть и такие разности, где главнейшим порообразующим минералом является плагиоклаз. Между этими крайними членами обнаруживаются разности промежуточного состава. Не остается также постоянным и содержание цветных компонентов и кварца, хотя предел колебаний для этих минералов менее значителен, не свыше 10—15%.

В общем можно считать установленным, что для гранитов Каларского массива имеют место значительные колебания в количественно минералогическом составе, и в этом отношении они вполне аналогичны гранитам Кемени, для которых, как описывалось выше, также характерна подобная изменчивость.

Но сходство между породами этих массивов заключается не только в этом. Наиболее распространенные разности их минералогически, как качественно, так и количественно, почти тождественны. Это хорошо видно при сравнении состава типичного кеменьского гранита с средним составом существенно микроклиновой разности из Каларского массива.

Приводим средний состав (в %%) каларского микроклинового гранита по Бобину.

Микроклин	51.4
Плагиоклаз	21.4
Кварц	23.4
Биотит	4.0

Сопоставляя приведенные цифры с соотношением для кеменьского гранита (см. выше), убеждаемся в очень близком их совпадении.

Еще более рельефно теснейшая родственная связь между этими гранитами выступает из сравнения их химических составов. Возьмем из работы Е. С. Бобина химический анализ (в %) каларского гранита и для удобства сравнения его с кеменьским пересчитаем на магматические формулы.

Гранит каларский	
SiO ₂	70.41
TiO ₂	0.60
Al ₂ O ₃	13.28
Fe ₂ O ₃	1.04
FeO	3.07
CaO	2.05
MgO	0.91
MnO	0.07
K ₂ O	5.04
Na ₂ O	2.44
H ₂ O	0.24
Пот. при прок.	2.07
CO ₂	0.08
	99.18

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.54 \text{ RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 8.57 \text{ SiO}_2; a = 3.75; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 1.3.$$

Магматическая формула по А. С. Гинзбергу:

$$0.67 \text{ A} \cdot 0.87 \text{ C} \cdot 9.57 \text{ S}; a = 13.01; \beta = 16.1; \gamma = 6.21; a\beta = 209.5; \text{мол. \% Sal} = 86.2.$$

Уже одно то обстоятельство, что абсолютное содержание породообразующих окислов различается в обеих породах всего лишь на десятые доли %, показывает, что в данном случае мы имеем дело с вполне однотипными породами. Химическое родство их становится еще более очевидным, если обратиться к магматическим формулам, которые весьма близки друг к другу. Наконец, на диаграмме А. С. Гинзберга проекции обеих пород располагаются в одном треугольнике в ближайшем соседстве одна к другой.

Как уже отмечалось, Каларский гранитный массив расположен в 25—30 км к югу от Кеменьского и отделяется от последнего лишь верхне-каларской депрессией, в который развит осадочный комплекс. Результаты петрографической обработки, указывающие на чрезвычайную близость, почти тождественность гранитов Кеменьского и Каларского массивов, стоят в полном согласии с теми тектоническими представлениями о Верхне-Каларской котловине, которые были впервые высказаны Бобиным (1) и подтверждены нашими работами 1930 г. Верхне-Каларская котловина представляет собой грабен, образовавшийся в послелюрское время, в пределах которого сохранилась мощная серия эозойских и юрских пород, повидимому, покоящаяся на гранитах. Опустившийся уча-

сток этих последних, следуя данной точке зрения, представляет собою внутреннюю часть одного огромного гранитного массива, от которого в настоящее время на периферии грабена сохранились Каларская и Кеменьская окраинные части.

Граниты Кетемяхтинского массива

Кетемяхтинский гранитный массив вскрыт долиной р. Кетемяхты, левого притока р. Калар (бассейн р. Витима).

Впервые он упоминается в докладной записке Осипова и Харитоновы по данным их беглых наблюдений в 1926 г. (14). В 1928 и 1929 гг. массив изучался геологом Бобиным по данным естественных и искусственных обнажений в районе прииска им. 11 октября (1). В 1930 и 1932 гг. отдельные участки массива были пересечены маршрутом Павловским.

Несмотря на довольно значительное количество наблюдений, специального геолого-петрографического изучения Кетемяхтинского гранитного массива до сих пор не имеется.

Существующие данные позволяют оконтурить гранитный массив, занимающий площадь в несколько десятков кв. километров. Линия контура неправильной формы. В значительной степени внутри гранитного массива развиты фации микроклино-ортоклазового биотитового гранита, местами заключающего первичную вкрапленность пирита (золотосодержащего). Кроме того, гранит разбит двумя системами трещин отдельности, с которыми связана локальная пиритизация в эндоконтактной зоне. Внутри последней наблюдаются также фации, обогащенные цветными компонентами и почти лишенные кварца и плагиоклазов, типа граносиенитов и сиенитов. В зоне непосредственного контакта наблюдается местная эпидотизация и вторичное окварцевание. Эти последние являются характерными для зон контакта серых биотитовых гнейсов, прорванных гранитом. Местами вблизи контакта граниты заметно рассланцованы, причем сланцеватость в них ориентирована параллельно сланцеватости гнейсов, контактирующих с ними. Иногда внутри массива обнаруживаются частично ассимилированные, отдельные пачки и глыбы гнейсов. Тело гранитного массива рассечено системой аплитовых жил и кроме того включает в себе неправильной формы тела пегматитов. Последние состоят из крупных кристаллов щелочного полевого шпата и кварца иногда в эвтектическом прорастании; в незначительных количествах в них наблюдаются слюда, биотит и мусковит.

Интересно отметить, что в пределах приисковой площади, в русле и террасах Кетемяхты, были многократно обнаруживаемы плохо окатанные гальки прозрачного топаза и дымчатого кварца. Этот факт в связи с определенной приуроченностью гальки топаза и раухтопаза к площади гранитного массива указывает на вероятность наличия в этом районе жильных тел пневматолитового типа. Кроме того, для Кетемяхтинского гранитного массива новые наблюдения дают указания на локальное раз-

витие здесь постмагматических процессов. — Именно здесь обнаружено присутствие гнездообразных масс сильно каолинизированной породы вблизи контакта гранита с гнейсами. Каолинизированные породы вскрыты рядом выработок в пределах приисковой площади. Наблюдения над характером контактов показывают, что в подавляющем большинстве пунктов, где наблюдается контакт гранита с гнейсами, обе контактирующие породы, приходя в непосредственное соприкосновение друг с другом, не образуют специфически контактовых минералов. Гранит иногда близ самого контакта приобретает слабо намеченную сланцеватую текстуру. В некоторых случаях наблюдается тонкая инъекция гранита в гнейсовую кровлю. Подобного рода контакт характерен для наивысших и абсолютно и относительно отметок верхней поверхности гранитного массива, вскрытой в ряде пунктов в коренных склонах долины р. Кетемяхты (преимущественно правого коренного склона).

Другого типа контакт наблюдается в ряде искусственных и естественных обнажений в пределах тальвега Кетемяхты и ее боковых притоков (Аяхта). Здесь в отдельных пунктах помимо контакта первого типа наблюдается окварцевание и гранитов и гнейсов, а также эпидотизация тех и других, с этими же участками по большей части связано развитие сильно каолинизированных пород, задегающих гнездообразно внутри эндоконтактной зоны гранита.

Некоторые из этих фактов отмечает в своем рукописном докладе инженер М. П. Пресняков, работавший на прииске с 1931 г.

Для Кетемяхтинского гранитного массива в отличие от Каларского и Кемьского характерно значительное развитие существенно плагиоклазовых разностей, бедных биотитом; кварц, как правило, содержится также в ограниченном количестве. Щелочные полевые шпаты, преимущественно микроклин, обнаруживаются главным образом в виде фенокристаллов, достигающих в наиболее крупнозернистых разностях довольно значительных размеров, до 4—5 кв. км.

Как правило, полевые шпаты сильно разрушены, иногда до такой степени, что порода совершенно теряет свойственную ей прочность и при легком ударе распадается на мелкие куски. Выветривание полевых шпатов сопровождается образованием каолинообразных продуктов и серицита, реже соссорита. Иногда по трещинкам, а также в пределах самого зерна наблюдаются выделения и потеки бурых окислов железа.

Состав плагиоклаза по данным микроскопических наблюдений отвечает олигоклазу; погасание $M - 11 - 12^\circ$, показатель преломления несколько выше показателя преломления канадского бальзама, $2V$, определенное для нескольких образцов, в общем оказывается постоянным и равняется $82 - 84^\circ$.

В шлифе плагиоклаз образует изометрические зерна полисинтетически-двойникового характера, идиоморфные по отношению к щелочным полевым шпатам.

Кварц бесцветный и прозрачный, с мелкими газовыми включениями, волнисто угасающий и трещиноватый, выполняет промежутки между другими минералами, вследствие чего не имеет правильной формы.

Темноцветные компоненты представлены биотитом и роговой обманкой, причем биотит пользуется повсеместным распространением, а роговая обманка наблюдается в немногих разностях и притом в весьма ограниченном количестве. Лишь в сравнительно редких случаях роговая обманка приобретает характер породообразующего минерала.

В оптическом отношении биотит характеризуется обычными признаками, обнаруживает резкий плеохроизм в коричневых тонах, прямое угасание и одноосность. В шлифе представляется в виде табличек и пластинок неправильных контуров, иногда вытянут по спайности. Часто ассоциируется с рудными минералами, цирконом и апатитом.

Что касается роговой обманки, то она представлена двумя разновидностями. Наиболее распространена обыкновенная роговая обманка травяно-зеленого цвета с большим углом оптических осей и погасанием $Cn_g = 15^\circ$. В качестве несущественного минерала она обнаруживается в разностях гранита, заметно обогащенных цветным компонентом, причем образует вполне идиоморфные зерна.

Вторая разновидность приурочена исключительно к фациям, обогащенным щелочным полевым шпатом и почти лишенным кварца и плагиоклазов, т. е. к породам типа сиенитов. Она обнаруживается в этих породах совместно с биотитом, не уступает количественно последнему и является таким образом существенным породообразующим минералом. В обр. № 261 (Гора Геолога района Прииска 11 октября), внешне темной зернистой породе, роговая обманка образует идиоморфные зерна и в шлифе окрашена в яркий синевато-зеленый цвет. Плеохроизм резко выражен по n_g , синезеленый, по n_m светлозеленый и по n_p зеленый. Схема абсорбции $n_g > n_m > n_p$. Угол погасания относительно n_g значительно больше, чем у обыкновенных роговых обманок и достигает 32° . Дисперсия оптических осей отчетливо выражена, причем $\rho < V$. Вследствие сильной дисперсии угол оптических осей не удалось определить, но во всяком случае он меньше 50° .

Оптический характер минерала отрицательный. По всем этим признакам можно предположить щелочной характер для данной роговой обманки и на этом основании отнести ее к типу гастингсита.

Таким образом на данном примере мы видим, что в Кетемяхтинском массиве имеют место не только вариации в количественном составе минеральных компонентов и структуре, но также наблюдаются отклонения ее в сторону образования щелочной ветви.

Акцессорные минералы представлены обычным магнетитом, апатитом, титанитом и цирконом. Количество их ничтожное, не свыше 1% , но в разностях, обогащенных цветными минералами, оно несколько увеличивается.

Для кетемяхтинского гранита Бобиным приводится следующий химический состав (в %):

SiO ₂	70.92
TiO ₂	0.36
Al ₂ O ₃	15.84
Fe ₂ O ₃	0.94
FeO	1.02
CaO	2.10
MgO	0.76
MnO	0.02
K ₂ O	3.20
Na ₂ O	4.38
CO ₂	0.10
H ₂ O	0.19
Пот. при прок.	0.28
Σ = 100.11	

По перечислении на магматическую формулу имеем по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:
 $1.08 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.29 SiO_2$; $\alpha = 3.57$; $R_2O : RO = 1.48 : 1$.

По А. С. Гинзбергу:

$0.65 A \cdot 0.43 C \cdot 8.29 S$; $\alpha = 16-28$; $\beta = 13.02$; $\gamma = 7.7$; $\alpha\beta = 212$; мол. % Sal = 88.47.

По магматическим формулам и коэффициентам, а равным образом по диаграмме А. С. Гинзберга, данная порода совершенно свободно укладывается в группу гранитов. Основною особенностью ее состава является преобладание натрия над калием, что, однако, можно было предугадать, приняв во внимание существенно плагноклазовый характер данной разновидности. В остальном анализ ее по соотношению важнейших породообразующих окислов напоминает анализы гранитов камарского и кеменьского и отличается от них лишь несколько большим содержанием глинозема и соответственно меньшим железа.

Граниты Олекмы и Дырынды

На пройденном участке Дырынды—Нюкжа в бассейне Олекмы выходы интрузивных пород встречены во многих местах. По петрографическому характеру они являются производными кислой магмы, главным образом относятся к группе гранитов. На данном участке эти породы вскрыты не в виде одного или двух больших массивов, какие описаны выше, а часто в обнажениях чередуются с гнейсами, прорывая последние.

Вмещающие гнейсы представлены в большинстве обычными серыми биотитовыми разностями, на контакте с гранитом сильно инъецированы. Инъекция носит тонкий послойный характер и распространяется вглубь гнейсов на большие расстояния, в результате чего получаются своеобразные мигматитовые породы.

В свою очередь в области контактов граниты местами приобретают сланцеватую текстуру, не сильно выраженную, и заключают внутри себя, так же, как и гнейсы, милонитизированные участки. Эти последние имеют

вид сравнительно тонких, но длинных линз, часто выклинивающихся в пределах обнажения и залегающих, как правило, с очень пологими углами падения. Внутри милонитизированных зон наблюдается раздробленность как частичная, так и полная; в последнем случае порода превращена в бесструктурную смесь мелких осколков и пыли, сцементированную вторичным кварцем и жальцитом. Иногда в цементе значительное участие принимают окислы железа, от чего милонитизированная порода приобретает характерный бурый оттенок, резко отличающий ее от светлосерых, обычно неизменных гранитов.

Но явления катаклаза и милонитизации в гранитах бассейна Олекмы обнаруживаются не только в приконтактной зоне, — они характерны для них вообще. Правда, катаклаз не всегда обнаруживается макроскопически, но под микроскопом в большинстве образцов, по волнистому угасанию минералов и частичному раздроблению их, сопровождающемуся нередко смещением отдельных частей зерна в определенном направлении, безошибочно устанавливается наличие сильных механических деформаций. Для гранитов предыдущих массивов мы также имели волнистое угасание на кварце и в некоторых случаях трещиноватость, но интенсивность этих процессов там была несравненно меньшей, чем в гранитах Олекмы и Дырынды.

В целом ряде обнажений по Олекме, отчасти на Дырынде, вскрывающих контакт гнейсов с гранитами, отчетливо выражена сильная мелкая складчатость, в которой принимают участие и граниты, тонко инъецирующие гнейсы, и гнейсы. Формы складчатости, иногда приобретающие характер микроскладчатости, разнообразны. Преобладают лежащие и опрокинутые складки с раздувами и пloyчатостью замковых частей. Местами наблюдаются небольшие разрывы складок, трещины которых, ориентированные самым разнообразным образом, выполнены тонкими жилками розоватого мелкозернистого аплита.

Следующей характерной особенностью данных пород, но уже чисто минералогической, является частое присутствие в них мирмекита. Количество его, вообще говоря, незначительное, заметно увеличивается в образцах гранита с более или менее отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Как правило, мирмекит располагается на границе с калиевым полевым шпатом, иногда вдается в последний, но ни разу не был обнаружен в соседстве с кварцем. Вростки кварца тонкие, имеют червеобразную форму и располагаются в плагиоклазе то параллельно друг другу, то в виде веерообразной или сложноветвящейся системы. Отмеченное наличие значительных количеств мирмекита в разностях гранита со сланцевой текстурой при полном отсутствии его в нормальных гранитах наводит на мысль о возможной связи его происхождения с процессами динамического воздействия.

По цветному минералу граниты Олекмы и Дырынды относятся к биотитовым, реже в них наряду с биотитом присутствует и роговая обманка.

По характеру преобладающего полевого шпата они в большинстве плагиоклазовые. В основном состав этих гранитов складывается из щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца, биотита и иногда роговой обманки, различной степени сохранности и в разнообразных количественных комбинациях. Несущественные примеси — апатит, титанит, магнетит, реже циркон. В структурном отношении, как и по крупности зерна, данные породы весьма разнообразны. Среди них можно наблюдать все разновидности, от крупнозернистых до мелкозернистых, причем одни обнаруживают гипидиоморфно-зернистую структуру, тогда как сложение других грубо порфировидное. Точно так же в порфировидных гранитах размер фенокристаллов, а равным образом и объемное отношение их к основной массе сильно варьируют. Вкрапленники обычно представлены щелочным полевым шпатом. Под микроскопом щелочные полевые шпаты в большинстве определяются как микроклин и микроклинпертит, реже наблюдаются ортоклаз и альбит. Микроклин обычно хорошей сохранности, ортоклаз, как правило, выветрелый — пелитизирован. По отношению к плагиоклазам щелочные полевые шпаты ксеноморфны, так как первые часто наблюдаются в виде включений во вторых и, следовательно, возникли раньше. Плагиоклазы относятся к ряду кислых. Обычный состав их отвечает № 15—18, но есть разновидности гранита, где содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе достигает 30—35%. Обычно такие плагиоклазы зональны, и характер оторочки у них более кислый, чем центральное ядро.

Таблица 1

Константы плагиоклазов

№№ обр.	2 V	B _{1,2}			№	Закон
		пр	пг	пт		
189	+ 86°	88°	5°	85°	15	Альбитовый
196	± 90°	82°	88°	78°	20	Маннебахский
240	— 86°	88°	78°	12°	30	—

Для полевых шпатов вообще часты явления механических деформаций, выражающиеся в раздроблении и смещении зерен.

Кварц образует бесформенные выделения, сильно трещиноват, иногда раздроблен и всегда обнаруживает волнистое угасание.

Биотит — темные пластинчатые кристаллики; макроскопически в шлифе коричневый в виде редких таблиц с хорошо выраженной спайностью. Плеохроизм, как обычно, резкий с полной абсорбцией по Ng. Биотит часто сростается с титанитом, иногда с роговой обманкой, содержит включения апатита и магнетита.

Роговая обманка микроскопически характеризуется признаками, свойственными обыкновенным роговым обманкам, т. е. большим углом оптических осей, отрицательным характером и показанием CNg около 15° . В шлифе окрашена в яркий зеленый цвет. Довольно редко встречается в качестве существенного минерала, преимущественно в разновидностях, приближающих по составу к гранодиоритам.

Химический состав лейкократового плагиогранита с водораздела между Иликаном и Овунмукиком (обр. № 236), а также гранита с элементами сланцеватой текстуры, взятого между ключиками Охок и Ниваки (обр. № 228) по анализу Хим. лаб. ЛОИПМ показывают следующие результаты (в $\frac{0}{10} \frac{0}{10}$):

	Обр. № 236	Обр. № 228
SiO_2	69.70	66.79
TiO_2	следы	0.04
Al_2O_3	17.06	17.78
Fe_2O_3	0.71	1.10
FeO	0.71	1.01
CaO	2.45	2.11
MgO	0.43	0.51
MnO	нет	0.30
K_2O	3.17	5.67
Na_2O	5.33	4.06
H_2O	0.10	0.10
Пот. при прок. .	0.29	0.43
Σ	99.95	99.90

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

Для обр. № 236

$$1.07 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.78 SiO_2; \alpha = 3.33; R_2O : RO = 1.87 : 1.$$

Для обр. № 228

$$1.05 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.15 SiO_2; \alpha = 3.03; R_2O : RO = 1.99 : 1.$$

Магматические формулы по А. С. Гинабергу:

Для обр. № 236

$$0.70 A \cdot 0.37 C \cdot 7.78 S; \alpha = 15.47; \beta = 13.75; \gamma = 7.27; \alpha\beta = 212.71; \text{мол. } \% \text{ Sal} = 87.84.$$

Для обр. № 228

$$0.70 A \cdot 0.35 C \cdot 7.15 S; \alpha = 14.57; \beta = 14.7; \gamma = 6.80; \alpha\beta = 214.17; \text{мол. } \% \text{ Sal} = 87.15.$$

Как видно из сравнения данных анализов, оба гранита химически почти одинаковы. Некоторая разность между ними заключается главным образом в соотношении щелочных окислов, что минералогически выражается в несколько большем содержании щелочного полевого шпата в обр. № 228 и несколько более кислым характером обр. № 236.

По отношению гранитов предыдущих массивов данные образцы отличаются отсутствием титана, меньшим содержанием железа и щелочно-земельных окислов и значительно большим глинозема.

Как уже отмечалось, породообразующие минералы в гранитах Олекмы и Дырынды ассоциируются в различных количественных комбинациях. В ряде случаев образуются фации незначительно распространенные, в которых наблюдается обогащение щелочным полевым шпатом и темноцветными компонентами при почти полном исчезновении кварца и заметном снижении роли плагиоклаза — типа сиенитов.

Анализ такой сиенитовой разности обр. № 168 дает следующие результаты (в %):

SiO ₂	57.28
TiO ₂	1.24
Al ₂ O ₃	18.31
Fe ₂ O ₃	2.95
FeO	2.13
CaO	4.21
MgO	2.42
MnO	0.23
K ₂ O	6.24
Na ₂ O	3.65
H ₂ O	0.28
Пот. при прок.	1.23
$\Sigma = 100.17$	

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лоссингу:

$$1.46 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.89 SiO_2; \alpha = 2.19; R_2O : RO = 1 : 1.31.$$

Магматическая формула по А. С. Гинзбергу:

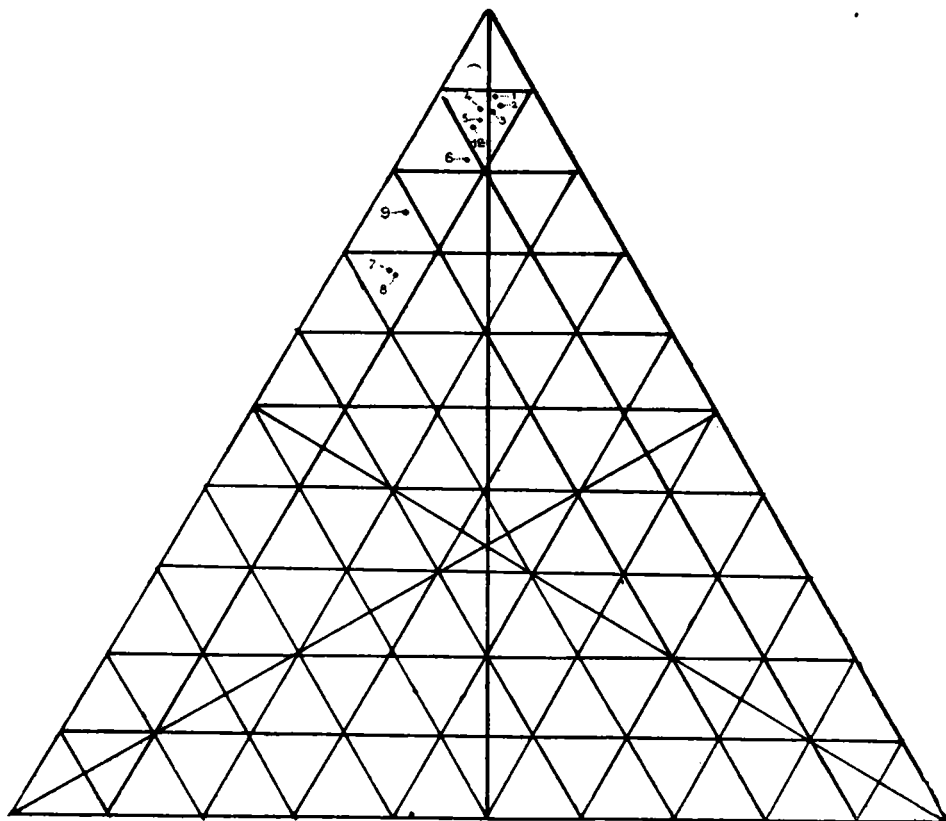
$$0.63 A \cdot 0.83 C \cdot 5.89 S; \alpha = 8.75; \beta = 24.78; \gamma = 4.03; \alpha\beta = 216.82; \text{мол. } \% \text{ Sal} = 80.14 \%$$

Как по содержанию щелочей, так и других окислов, равным образом по магматическим формулам и коэффициентам порода совершенно не подходит к группе гранитов и должна быть причислена к сиенитам. На то уже указывает и минералогический состав. При гипидиоморфной структуре порода существенно состоит из микроклина, ортоклаза и роговой обманки. Кислый плагиоклаз типа олигоклаза и биотит наблюдаются в подчиненном количестве. Кварц отсутствует.

Второстепенные минералы, апатит, титанит и магнетит немногочисленны и приурочены к цветному компоненту. Порода подверглась заметному выветриванию с образованием хлорита по цветным минералам и серицита по полевым шпатам и кроме того обнаруживает признаки сильного катаклаза. Макроскопически она имеет сланцеватую структуру, а под микроскопом в ней наблюдается частичное раздробление некоторых зерен.

Резюмируя сказанное о гранитах, необходимо в первую очередь подчеркнуть непостоянство их количественно-минералогического состава. В связи с этим в районе обнаружены такие типы пород, которые как минералогически, так и по химическому составу уже не отвечают типу гранитов. Однако все эти разновидности, как показывают полевые наблюдения, генетически теснейшим образом связаны друг с другом. Иными

словами, для гранитов исследованного района не наблюдается, пространственно, постоянство состава. То же самое обнаруживается и в смысле структур и текстур. Некоторые гранитные массивы имеют в той или иной степени выраженную сланцеватую текстуру и в силу этого выделены на



Фиг. 8. Графическое изображение химического состава анализированных пород Олекмо-Каларского района по способу А. С. Гинзберга. 1 — гнейс, обр. 223 и средний состав гранита по А. С. Гинзбергу; 1а — гнейс, обр. 244; 2 — гранит, обр. 228; 3 — гранит, обр. 236 и кетемяхтинский; 4 — гранит, обр. 19; 5 — гранит каларский; 6 — сиенит, обр. 168; 7 — вогеэит обр. 181; 8 — вогеэит по Rosenbusch'y; 9 — нюкжинский сланец, обр. 210.

геологической карте в группу гнейсо-гранитов, генетически же, как мы это видели выше, эти гнейсо-граниты являются одной из разновидностей (в текстурном отношении) единого гранитного комплекса района.

Далее граниты Олекмо-Каларского района в большинстве являются существенно плагиоклазовыми и в этом отношении вполне схожи с гнейсами. Сходство еще более усиливается, если принять во внимание одинаковость характера главнейших цветных компонентов этих групп пород.

Химически граниты (типичные разности для каждого района развития) в общем схожи друг с другом и с другой стороны очень близки к составу

гнейсов, что видно как по данным анализов, так еще лучше на диаграмме А. С. Гинзберга, где все эти породы располагаются тесной группой.

Все это позволяет думать, что между гранитами и биотитовыми гнейсами района существует тесное родство, т. е. что большинство последних образовалось за счет изменения древних гранитов.

Общность химического и минералогического состава гранитов из массивов, территориально удаленных друг от друга, наличие внутри каждого из этих массивов отчетливо выраженных фациальных изменений, приводящих к образованию промежуточных типов пород, все это позволяет предполагать единство магматического очага для всех гранитов Олекмо-Черского района.

Наиболее интенсивному динамическому воздействию в связи с тектоническими процессами подверглись граниты Олекмо-Дырындинской части маршрута, несущие признаки интенсивной складчатости катаклаза и милонитизации. Это обстоятельство позволяет думать, что Олекмо-Дырындинская часть маршрута располагается в орогенетической зоне, рядом специфических черт обособляющейся от района верхнего Калара и лежащей дальше на север области Олекмо-Витимского нагорья. Тектоническая специфичность Олекмо-Дырындинской части маршрута, устанавливаемая не только на гранитах, но и на гнейсах (милонитизация, своеобразные формы складчатости в контактовых с гранитом зонах), особенно интересна в связи с тем, что и история развития рельефа на данном отрезке также специфична. История развития рельефа области Олекмо-Кетемяхтинского междуречья, как это показано было в морфологическом очерке, самым непосредственным образом связана с историей развития рельефа Приамурья. Бассейн же верхнего Калара располагается в существенно иной геоморфологической области, входящей в состав Олекмо-Витимской горной страны.

История развития рельефа этой последней своеобразна и отлична как от истории развития рельефа Приамурья (в данном условном смысле этого термина), так и от прилегающей к нагорью с севера Приленской плоской возвышенности (8).

Факт несомненной связи между геологическим строением и тектоникой, с одной стороны, и, с другой стороны, специфической историей развития рельефа каждой из крупных упомянутых выше областей (Нагорье, Приамурье, Ленская платформа) требует самого пристального внимания при последующих работах.

Многokrатно упоминавшееся единство гранитов от Олекмы до бассейна р. Чары (кеменьский гранит) позволяет на основе тех возрастных определений, которые были сделаны Павловским в 1930 г. (2), отнести весь изученный гранитный комплекс к числу древних интрузий. Точнее говоря, возраст гранитов определяется как послепалеозойский и докембрийский, т. е. время образования интрузий падает на эозой.

Анортозиты

В долине Калара в промежутке между устьями рр. Калакан и Тып-рякан развиты анортозиты, обнаруженные впервые Бобиным. Это — голубовато-серые породы средне- или крупнозернистые, массивной текстуры. Анортозиты почти не содержат темноцветных компонентов. В выветрелом состоянии они почти белого цвета. Полоса анортозитов протягивается согласно данным Бобина в северо-восточном направлении от долины Калара через Олекмо-Каларское междуречье в район Олекмы, непосредственно ниже устья р. Нюкжи.

Анортозиты являются породой более молодой, чем гнейсы, поскольку в них обнаруживаются в большом числе ксенолиты последних, но верхний возрастной предел этой интрузии установить не удастся. Возраст анортозитов Бобин считал провизорно послеюрским. Определение это, однако, оспаривается Коржинским (10), связывающим анортозиты с архейскими гнейсами и гранулитами. Под микроскопом анортозиты сложены исключительно плагиоклазом, обнаруживающим довольно сильное двупреломление и показатель преломления, значительно превышающий показатель преломления канадского бальзама. По измерении на Федоровском столике плагиоклаз оказался лабрадором № 54. Константы его следующие:

$$\begin{aligned}
 2V &= +78^\circ \\
 B_{1,2} &\begin{cases} n_g - 26^\circ \\ n_p - 76^\circ \\ n_m - 65^\circ \end{cases} \\
 \text{погасание} &\perp M = 28^\circ.
 \end{aligned}$$

В шлифе плагиоклаз образует изометрические зерна, сдвойникованные по различным законам. Сохранность его плохая. Местами он почти нацело превращен в агрегат мелких зерен эпидота, цоизита и клиноцоизита и лишь в отдельных зернах поддается определению. Бобин, очертивший этот массив и имевший возможность изучать его состав на многочисленных образцах, указывает, что в ряде случаев в составе породы в качестве несущественных примесей присутствуют и такие минералы, как гиперстен, диопсидо-авгит и роговая обманка, а также рудный минерал. В наших образцах подобных минералов не обнаружено.

Жильные породы

Жильные породы в главной своей массе приурочены к гнейсовой толще, дейки их в ряде случаев секут и массивные граниты. В силу этого абсолютный возраст жильного комплекса остается неопределенным. Жильные породы представлены в сущности двумя основными типами:

1. Породы, связанные по происхождению с гранитной магмой, — аплиты, пегматиты и кварцевые жилы, светлые по окраске.

2. Породы отличного от гранитов состава, обогащенные щелочными землями и бедные кремнекислотой, — лампрофиры, окрашенные в темный цвет.

Аплиты

Гранитные массивы, а также вмещающие их гнейсы обнаруживают наличие целой системы аплитовых жил, резко выделяющихся своей светлой окраской и мелкозернистым сложением. Аплитовые жилы не затронуты той интенсивной пликативной дислокацией, которая была отмечена для Олекмо-Дырындинской части маршрута и особенно отчетливо наблюдалась в областях контакта гранитов с инъецированными ими гнейсами. Микроструктура аплитов равномернозернистая, панидоморфная. Существенные минералы: микроклин, ортоклаз, плагиоклаз, кварц. Цветной компонент представлен обычно биотитом и наблюдается в весьма незначительном количестве. Изредка наряду с ним присутствует бесцветная слюда.

Щелочные полевые шпаты идиоморфных очертаний с слабым преломлением и двупреломлением.

Плагиоклаз кислый, ряда олигоклаза — полисинтетические двойники по различным законам.

Для обр. № 241 2 V = — 84°

$$B_{1,2} \begin{cases} n_p & - 88^\circ \\ n_m & - 78^\circ \\ n_g & - 12^\circ \end{cases} \quad \text{№ 28 при альбитовом законе.}$$

Кварц в виде мелких бесцветных зерен присутствует в значительном количестве.

Из акцессорных минералов довольно часто встречается голубоватый апатит, и очень редко в аплитах наблюдаются мелкие иголки-турмалина.

Пегматиты

Пегматиты менее распространены, чем аплиты. Они слагают неправильной формы дейки, обычно незначительной мощности, порядка максимум нескольких метров, в гранитах, реже в гнейсах.

Основные компоненты пегматитов (полевой шпат) достигают иногда весьма значительных размеров до 10 и более сантиметров по длинной стороне кристаллов.

Состав: микроклин, пертит, ортоклаз, кварц и плагиоклаз. Из темноцветных компонентов в незначительных количествах присутствует биотит, реже наблюдается мусковит. Кварц и щелочной шпат нередко находятся в пегматитовом прорастании друг с другом.

В некоторых разностях пегматитов обнаруживается турмалин в ничтожном количестве в виде мелких кристалликов.

Кварцевые жилы

Преимущественно связаны с гнейсами. Жильный темномолочно-белый кварц. Преобладающая форма нахождения — линзы небольших размеров (5—50 см мощности и 0.50—1.5 м в длину), иногда связанные тонким изорванным проводником в четочные системы. Линзы вытянуты по падению гнейсов. Кварц обычно безрудный. Очень редко встречаются связанные с гнейсами настоящие жилы молочно-белого кварца без всяких следов оруденения.

Лампрофиры

Эти породы слагают довольно многочисленные дейки в гранитах и гнейсах на Олекме и отчасти на р. Дырынде. Лампрофиры темнозелено-вато-серого цвета, мелко- или тонкозернистые. Зальбанды деек ясные, ровные. Мощность наблюдается от 0.5 до 10 м. Преобладающая (средняя) мощность 1—2 м. Иногда в лампрофирах наблюдается редкая мелкая вкрапленность сульфидов, при выветривании образующих натечи медной зелени.

Элементы залегания деек лампрофиров сильно варьируют в различных пунктах района, не выявляя никакой определенной закономерности.

В пределах Олекминской части маршрута однажды наблюдались две системы деек лампрофира, пересекающих друг друга (в области развития гранитов).

Этот факт указывает на наличие двух генераций этих пород, причем более древняя генерация в данном случае оказалась представленной сильно видоизмененной породой типа спессартита, более молодая, относительно более свежая — вогезитом.

Вогезиты

В группе лампрофиров являются самыми распространенными.

Под микроскопом наиболее типичный и свежий вогезит обр. № 181 (более молодая генерация) обнаруживает панидиоморфно-зернистую структуру и в основном состоит из ортоклаза, плагиоклаза и роговой обманки. Зерна породообразующих минералов мелкие, не свыше 0.3 мм по длине, и только отдельные таблицы роговой обманки, играющие роль вкрапленников, достигают 1.0—1.5 мм по длинной стороне кристалла.

Среди полевых шпатов ортоклаз преобладает над плагиоклазом. Мелкие зернышки его густо и равномерно распределены в породе, создавая как бы общий базис ее и достигая по объему 40—50%. На границе ортоклаза с канадским бальзамом отчетливо наблюдается светлая полоска Бекке, превращающаяся при поднятии тубуса микроскопа в сторону канадского бальзама. Оптический знак минерала отрицательный.

Плагиоклаз представлен мелкими призматическими кристаллами идиоморфных очертаний, двойникованными по альбитовому, карлсбад-

скому и другим законам. Показатель преломления его несколько больше, чем у канадского бальзама, оптический знак положительный, погасание в симметричной зоне $19-20^\circ$. По всем этим признакам плагиоклаз может быть отнесен к ряду основного андезина.

Роговая обманка наблюдается в двух генерациях. С одной стороны она образует крупные таблицы вкрапленников (немногочисленные), с другой, множество мелких удлиненных зерен, густо распределенных в основной мелкозернистой массе породы. Количественно на долю роговой обманки приходится около 40% породы. В шлифе роговая обманка окрашена в коричневый цвет и характеризуется сильным плеохроизмом, — по n_g темнокоричневый, по n_m коричневый и по n_p светложелтый. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Спайность выражена отчетливо под углом 56° , часты двойники по 100. Оптический характер минерала отрицательный, $Sp_g = 15^\circ$. Относится к ряду обыкновенных.

Роговая обманка второй генерации находится нередко в прорастании с плагиоклазом или же содержит включения последнего. В свою очередь отдельные зерна роговой обманки иногда наблюдаются включенными в плагиоклаз.

Наличие подобных структурных взаимоотношений, при хорошо выраженном идиоморфизме обоих минералов, указывает на факт их одновременной или близкой по времени кристаллизации и притом более ранней, чем кристаллизация ортоклаза.

Из второстепенных минералов в большом количестве наблюдаются рудные выделения в виде мелких, хорошо выраженных кубиков магнетита, густо и равномерно распределенных в основной массе породы. Много также игольчатых и призматических кристалликов бесцветного апатита, и иногда наблюдаются отдельные, неправильные по форме, зернышки бурого сфена.

Кроме того, в породе обнаруживается большое количество хлорита (пеннин), находящегося в сростании с роговой обманкой и отчасти замещающего ее. Некоторые вкрапленники роговой обманки нацело превращены в хлорит, и первоначальный характер их узнается лишь по внешним очертаниям.

Наблюдаются также пренит и кальцит: первый в виде редких гнездобразных скоплений с радиальным расположением удлиненных, бесцветных кристалликов, второй распределен более или менее равномерно по всей массе породы неправильными по форме мелкими выделениями.

Наконец, в качестве совершенно ничтожной примеси, в породе присутствует кварц. Он представлен мелкими бесцветными и прозрачными зернышками, так редко расположенными в шлифе, что их присутствие обнаруживается лишь при внимательном рассмотрении. По объему на долю кварца приходится не более, как несколько десятых процента. Другие образцы вогезитов минералогически вполне отвечают указанному составу и отличаются от породы № 181 лишь своей значительно большей разру-

шенностью. Вследствие этого они имеют зеленовато-черный и бурый внешний облик, а под микроскопом в них обнаруживается большое содержание хлорита и кальцита. Полевые шпаты и роговая обманка настолько изменены, что с трудом поддаются определению.

Сильные изменения породообразующих минералов в вогезитах, а равным образом наличие здесь большого количества хлорита и кальцита — минералов, считаемых обычно вторичными, трудно объяснить одними лишь процессами выветривания, в особенности если принять во внимание мелкозернистость этих пород и их более молодой в сравнении с другими изверженными породами района возраст. Эти последние, несмотря на свою в подавляющем большинстве крупнозернистость, несравненно сохраннее, чем вогезиты. Поэтому представляется возможным допустить, что процессы изменения породообразующих минералов вогезитов протекали одновременно с возникновением этих пород, будучи обусловлены воздействием газообразных веществ, и что хлорит и кальцит, по крайней мере в некоторой части, имеют первичный характер и являются таким образом минералами протопневматолитическими.

Химический состав вогезита обр. № 181 по анализу Химической лаборатории Лен. отд. Института прикладной минералогии следующий (в %):

	Обр. № 181	Вогезит по Розенбушу (15)
SiO ₂	49.04	48.43
TiO ₂	1.39	
Al ₂ O ₃	12.61	11.41
Fe ₂ O ₃	6.96	12.32
FeO	5.95	0.64
CaO	8.39	9.97
MgO	7.06	8.23
MnO	0.28	0.34
K ₂ O	5.79	3.21
Na ₂ O	0.76	3.59
H ₂ O	0.28	1.33
Пот. при прок.	1.65	
	$\Sigma = 100.16$	99.47

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

I. $2.87 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.98 SiO_2$; $\alpha = 1.69$; $R_2O : RO = 1 : 5.68$.

II. $2.55 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.26 SiO_2$; $\alpha = 1.53$; $R_2O : RO = 1 : 4.1$.

Магматические формулы по А. С. Гинзбергу:

I. $0.43 A \cdot 2.44 C \cdot 5.98 S$; $\alpha = 4.51$; $\beta = 48.0$; $\gamma = 2.08$; $\alpha\beta = 216.5$; мол. % Sal = 67.55.

II. $0.49 A \cdot 2.06 C \cdot 5.26 S$; $\alpha = 4.51$; $\beta = 48.5$; $\gamma = 2.06$; $\alpha\beta = 218.7$; мол. % Sal = 67.36.

Для сравнения нами приведен анализ вогезита по Розенбушу (15), состав которого, как видно по процентному содержанию окислов, очень

немногим отличается от обр. № 181. Главное различие между ними заключается в большем содержании окиси натрия, окиси железа и воды в вогезите, по Розенбушу, что обусловлено наличием в нем анортоклаза, вместо ортоклаза, с одной стороны, и значительно большим, повидимому, выветриванием, чем наша порода, с другой. В остальном данные анализы повторяют друг друга. Сходство между этими породами видно гораздо более отчетливо, если обратиться к их магматическим формулам. Как сами формулы, так и коэффициенты, в особенности в пересчете по А. С. Гинзбергу, почти совпадают. Точно так же на диаграмме А. С. Гинзберга проекции состава обеих пород соприкасаются друг с другом.

Спессартиты

Внешне эти породы ничем от вогезитов не отличаются, т. е. имеют темный, чаще с зеленоватым оттенком облик, плотные или очень мелкозернистые. По распространенности уступают вогезитам. Под микроскопом обнаруживают панидиоморфнозернистую, иногда порфировидную структуру и состоят в основном из плагиоклаза и роговой обманки. Ортоклаз обычно также присутствует, но в отличие от вогезитов содержание его здесь очень незначительное. Плагиоклаз относится к андезину, роговая обманка — к ряду обыкновенных. Хлорит и кальцит обнаруживаются во всех образцах и в большом количестве. Изредка наблюдаются выделения пренита. Кварц в спессартитах присутствует в несколько большем количестве, чем в вогезитах, но все же и здесь он роли порообразующего минерала не играет, а является несущественной примесью.

Из акцессорных минералов в большом количестве наблюдаются мелкие кубики магнетита и кристаллы апатита и титанита. По степени сохранности спессартиты весьма близки к вогезитам; иногда они настолько изменены, что характер главнейших порообразующих минералов в них можно установить лишь весьма приблизительно. В своем распространении спессартиты связаны с вогезитами и приурочены к областям развития интрузивных изверженных пород, где залегают обычно в виде маломощных дайк, как в гнейсах, так и в гранитах.

Керсантиты

Из группы лампрофировых пород представители типа керсантитов встречаются в единичных случаях. Макроскопически они также представляются темными, то плотными, то мелкозернистыми, как и предыдущие лампрофиры, но при микроскопическом просмотре шлифов обнаруживают существенно иной минералогический состав. Главное участие в их сложении принимает плагиоклаз, образующий хорошо выраженные призматические и таблитчатые зерна, sdвойникованные по различным законам. В наиболее свежем образце (№ 161) он легко поддается определению и

оказывается кислым андезином № 30. Константы его следующие: $2V = -84^\circ$, погасание $\perp M = 15-16^\circ$.

$$B_{1,2} \left\{ \begin{array}{l} n_p - 64^\circ \\ n_g - 86^\circ \\ n_m - 26^\circ \end{array} \right\} \text{ № 30 карлсбадский закон}$$

Кроме плагиоклаза присутствует также и ортоклаз, но в очень незначительном количестве. Зерна его мутные, трудно определяемые.

Цветные минералы представлены биотитом и пироксеном, примерно в равных количествах. Биотит образует широкие таблицы и удлиненные пластинки и характеризуется обычными признаками, свойственными его коричневой разности. Что же касается пироксена, то он, повидимому, относится к диопсиду; бесцветен, положительного знака, погасание $CNg = 40^\circ$. Отдельные зерна его сильно хлоритизированы и вследствие этого приобрели слегка зеленоватый оттенок. На долю цветных минералов приходится не менее 30—40% объема породы. Кристаллизация цветных компонентов происходила одновременно с плагиоклазом, о чем говорят идиоморфные очертания этих минералов, а также наличие их в виде включений друг в друга.

Акцессорные минералы представлены обычными для лампрофиров магнетитом, апатитом и титанитом. Кварц присутствует в виде незначительной примеси.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

По данным маршрутных работ в пределах Олекмо-Каларского междуречья и существующим литературным данным, единственным объектом промышленной эксплуатации является россыпное золото в пределах приискового района р. Кетемяхты. Здесь эксплуатационные работы связаны с руслом самой Кетемяхты, главным же образом, в настоящее время приурочены к террасовым россыпям.

Не вдаваясь здесь в характеристику деталей геологического строения террасовых россыпей, частично освещенных Бобиным (1) (данные в настоящее время несколько устаревшие), отметим некоторые возможности дальнейшего развития прииска в свете тех данных, которые имеются по морфологии и геологии района в настоящее время. Прежде всего необходимо отметить, что в пределах гранитного массива Кетемяхты, на территории которого разрабатывается россыпь, необходимы самые серьезные и интенсивные поиски коренных месторождений золота. Еще Бобин отмечал возможность нахождения пневматолитовых жил в пределах гранитного массива или его экзоконтактной зоны, базируясь на находках плохо окатанной гальки топаза в русле р. Кетемяхты в пределах приисковой площадки. В последующее время находки галек топаза также имели место, и кроме того было фиксировано наличие галек и раухтопаза. К сожалению, точное местонахождение этих находок не фиксировалось.

Павловский в 1932 г. в карьере по правому берегу ключа Аихты нашел плохо окатанную гальку густо дымчатого раухтопаза в пределах склона 4-й террасы Кетемяхты (7).

Кроме того, отмеченные в геологическом очерке новые факты, касающиеся наличия интенсивных локальных контактовых явлений (каолинизация гранита, эпидотизация, окварцевание и гнейсов и гранитов в контакте) заставляют признать необходимым тщательное и систематическое изучение контактовых зон с одновременной постановкой поисков в них коренных месторождений золота.

Поиски коренных месторождений золота, особенно типа пневматолитовых жил, пока могут быть организованы лишь на основе той путеводной нити, которая намечается наличием в русле Кетемяхты гальки топаза и раухтопаза (последний также на террасах); здесь во весь рост встает вопрос о самых интимных деталях истории развития долины Кетемяхты. История развития долины р. Кетемяхты в общих чертах была дана Бобиным (1) и несколько позже в иной интерпретации Павловским (7).

С нашей точки зрения, базируясь на факте находки плохоокатанной гальки раухтопаза в склоне 4-й террасы Кетемяхты, синхроничной эпохе оледенения, ледники которой сформировали конечные морены в долине Калара, необходимо сделать вывод, что галька раухтопаза и, возможно, топаза принесена из верховьев той древней долины Кетемяхты, базис эрозии которой был приурочен к местному базису эрозий долины Калара (4-я терраса), близ устья ключа Сорогачи. Другими словами, поиски коренных месторождений раухтопаза и, возможно, топаза надо искать в пределах развития 4-й террасы Кетемяхты ниже приисковой площади и, быть может, вплоть до верховьев р. Джемку. Подобного рода поиски, одновременно могущие обслужить и поиски на продолжение древней золотороссыпи в пределах 3-й и 4-й террас Кетемяхты, должны вестись лишь на основе предварительной детальной геоморфологической и геологической съемки.

Обнаруженное Бобиным в 1928 и 1930 гг. россыпное золото в косах и бортах террас нижнего течения р. Дырынды и ее устья, по данным нашего лоткового опробования и результатам двукратных разведок Союззолото, представляется неинтересным в промышленном отношении. В полном согласии с этим выводом стоят и результаты маршрутной геологической съемки, которая показала почти полное отсутствие возможных коренных источников золота. Более или менее интенсивная пиритизация пород на контакте гнейсогранитов с гнейсами близ устья ключа Кувуйбут имеет слишком ограниченное распространение в пределах долины Дырынды, так как пиритизированная контактовая зона пропилена рекой почти вкрест простираения.

Необходимо отметить, что редкие маршруты, разумеется, не дают исчерпывающего представления о всех геологических процессах, имевших место в данном районе. Вполне возможно предполагать наличие гранит-

ных массивов еще неизвестных, может быть незначительных по занимаемой ими площади, но близких по своему характеру золотоносному массиву Кетемяхты. Общность гранитной магмы, подчеркнутая нами в геологическом очерке, делает вполне законным подобного рода предположение. Кроме того, изложенная в геоморфологическом очерке трактовка геоморфологических черт страны существенно видоизменяет и расширяет основу теоретических построений, связанных с поисками золотоносных площадей, базировавшихся до сих пор на ином количестве фактического материала и иной его оценке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Е. С. Бобин. Геологические наблюдения в Олекмо-Каларском районе. Отчет о работах 1928, 1929 и 1930 гг. Тр. Вс. Геол.-разв. объедин., № 271.
2. Е. В. Павловский. Геологический очерк района верховьев р. Чары (Олекмо-Витимская горная страна). Тр. Вс. Геол.-разв. объедин., № 271.
3. — Геологический очерк Ороно-Ничатского района (Олекмо-Витимская горная страна). Тр. Геол. инст. Акад. Наук, т. III, 1933.
4. Д. В. Никитин. Предварительный отчет о работах в бассейне р. Чары в 1917 г. Изв. Геол. ком. за 1918 г., № 1.
5. Е. В. Павловский и И. А. Ефремов. Геологический очерк западной половины озерного района Приамурья. Тр. СОПС Акад. Наук, Сер. Дальневосточная, вып. I. 1933.
6. И. А. Ефремов. Маршрутные геологические наблюдения в пределах Олекмо-Амурского междуречья в 1932 г. Рукопись.
7. Е. В. Павловский. К послетретичной истории части долины р. Калар и ее притока р. Кетемяхты (бассейн Витима). Тр. Ком. по изуч. четв. пер. Акад. Наук, т. II. 1932.
8. — О послетретичной истории Северно-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности. Бюлл. Моск. общ. исп. пр. Отд. геол., т. VIII, вып. 3—4. 1930.
9. А. С. Гинзберг. О вычислении магматических формул. Тр. Ленингр. общ. еств., т. LV, вып. 4.
10. Д. С. Коржинский. Геология и полезные ископаемые южного района. Тр. СОПС Акад. Наук. Сборн. по ЯАССР, вып. 2, 1933.
11. А. К. Мейстер. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геол. иссл. в зол. обл. Сиб. Лен. зол. район, вып. 10. 1914.
12. — Горная область Северно-Муйского хребта. Тр. Вс. Геол.-разв. объедин., вып. 157, 1932.
13. Н. И. Свистальский и Ю. И. Половинкина. Геологические исследования в системах рек Ципи и Муи. Тр. Гл. Геол.-разв. упр., вып. 32. 1931.
14. И. А. Осипов и П. А. Харитонов. Геологические наблюдения по маршруту от Олекминска до Могочи в 1926 г. Рукопись.
15. H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre, SS. 331—334. Stuttgart, 1923.
16. В. А. Обручев. Хребет Становой по нов. данным. За индустр. Сов. Востока, № 2, 1933.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit ist auf Grund des Materials einer geologischen Marschrouten-Aufnahme, welche von E. V. Pavlovskij im Jahre 1932 ausgeführt wurde, zusammengestellt. Die Aufnahme wurde von der Mündung des Flusses Nüksha (rechter Zufluss des Flusses Olekma) nach Westen durch das

Olekma-Kalar Wasserscheidegebiet bis zum Goldbergwerk auf dem Flusse Ketemjachta (linker Nebenfluss des Flusses Kalar) unternommen. Vom Goldbergwerk wurde eine Reihe von Marschrouten durch das Kalar-Ketemjachta Wasserscheidegebiet und flussaufwärts durch das Tal des Flusses Kalar bis zum Flusse Tshetkandy ausgeführt.

Zum ersten Male wurde das Gebiet in geologischer Beziehung von E. S. Bobin in den Jahren 1928—1930 erforscht.

Von A. I. Cvetkov wurde das gesammelte Material petrographisch bearbeitet.

In der geomorphologischen Übersicht werden die Hauptelemente des Reliefs der Region charakterisiert. Weiterhin wird auf Grund einer Zusammenstellung aller Beobachtungen über die geomorphologie des Olekma-Witim Wasserscheidegebietes ein Schema der Einteilung des Wasserscheidegebietes in drei Hauptregionen gegeben, die sich in dem gegenwärtigen historisch geologischen Moment durch die Geschichte der Reliefentwicklung und die äussere Form jeden Teiles voneinander unterscheiden.

Der nördliche Teil des Olekma-Witim Wasserscheidegebietes stellt einen Teil des grossen Lena-Plateaus dar. Südlich davon ist die zweite Region gelegen — das Olekma-Witim Hochland. Am Flusse Tschara führt die Grenze zwischen den bezeichneten Regionen nahe bei der Mündung des Flusses Sen und verläuft in meridionaler Richtung bis zum Flusse Olekma.

Die spezifischen Eigentümlichkeiten der Geschichte der Reliefentwicklung des Olekma-Witim Hochlandes und des angrenzenden Teiles der Lena-Plattform sind von E. V. Pavlovskij zusammengestellt worden (8).

Die südliche Grenze des Olekma-Witim Hochlandes wird durch die Beobachtungen des Jahres 1933 als längs der Parallele des Flusses Kalakan-Kalarskij gelegen fixiert. Von diesem Punkte aus verläuft die Grenze den Beobachtungen von E. S. Bobin gemäss (1) in ostnordöstlicher Richtung den Fluss Olekma bei der Mündung des Flusses Tas-Urjak kreuzend. Die Olekma-Stromschnellen sind im Innern des Olekma-Witim Hochlandes gelegen, das durch den Fluss Olekma durchschnitten wird. Dem Meridian des Goldbergwerkes am Flusse Ketemjachta entlang wird die Breite des Olekma-Witim Hochlandes auf 200 km gerechnet.

Das Gebiet des Hochlandes hat die Form eines Keiles welcher in der Richtung nach Olekma sich verengert.

Süddlich vom Hochlande ist das dritte geomorphologische Gebiet gelegen, dessen Geschichte der Reliefentwicklung nach den neuesten Forschungen von E. V. Pavlovskij (5) mit der Geschichte der Entwicklung des Amur-Gebietes unzertrennbar verbunden ist.

Der ziemlich enge Streifen des Olekma-Witim Hochlandes erscheint als ein altes Wasserscheidegebiet der hydrographischen Systeme der Pra-Lena und des Pra-Amur.

Das Olekma-Witim Hochland muss als ein Element des mächtigen Bergsystems der Stanovoy Gebirgskette betrachtet werden, während eine

solche Bestimmung für die undeutlich im Relief ausgesprochenen hügeligen Bergrücken und Gruppen welche sporadisch und unregelmässig im Bassin der Olekma und der Olekma-Amur Wasserscheide verstreut sind, verworfen werden muss.

In der geologischen Übersicht liefern die Verfasser eine geologisch-petrographische Charakteristik der metamorphisierten Schiefer, die an der Mündung des Flusses Nüksha entwickelt sind. Die Schiefer gehören zum Typus der quarzchloritischen, quarzserizitischen, quarzepidotischen und albitischen Schiefer, die unkonkordant auf den Gneisen gelegen sind.

Den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung und der Analyse nach gehören diese Schiefer zur Gruppe der Paraschiefer. Die Verfasser polemisieren mit Korshinsky (10), welcher solche Schiefer für ein Produkt hielt, das infolge des Dinamometamorphismus und des Rückmetamorphismus der Gneise entstanden ist. Auf Grund einer Reihe von Tatsachen rechnen die Verfasser die Paraschiefer von Nükcha zu den unteren Schichten der proterozoischen Schichtenfolge, die an einzelnen Bezirken des Olekma-Witim Hochlandes entwickelt sind.

Weiterhin wird in einer geologischen Übersicht eine geologisch-petrographische Charakteristik der Gneise gegeben, welche in der erforschten Region eine überwiegende Entwicklung aufweisen. Auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen und der chemischen Analysen gehören die Gneise (die Biotitgneise, die Hornblendegneise, die biotitchloritischen Gneise u. s. w.) zum Typus der Orthogneise und sind dem mineralogischen Bestande nach und der magmatischen Formel von Loewinson-Lessing und Ginsberg nach (9) von den Graniten, die in derselben Region entwickelt sind, nicht zu unterscheiden.

Auf Grund einer Reihe von Tatsachen gehören die Gneise, was ihr Alter anbetrifft, zum Archaeozoikum und stellen, nach den Untersuchungen von E. V. Pavlovskij (2, 3) einen Teil des umfangreichen Gebietes der Entwicklung der Orthogneise in der Region der oberen Tschara und der Tschara-Witim Wasserscheide dar.

Die Granite der Region werden in der vorliegenden Arbeit auf Grund einer geologisch-petrographischen Beschreibung der Vertreter der Familie der Granite in einzelnen Massiven charakterisiert (die Massive der Flüsse Kemen, Kalar, Ketemjachta, Olekma und Dyrindy).

Die Granite sind wesentlich Plagioklasgranite und bilden im Innern beinahe eines jeden Massivs eine Reihe von Fazien (normaler Biotitgranit, Plagiogranit, Granodiorit, Granosyenit). Alle Varietäten sind aufs engste miteinander verbunden und gleichzeitig entstanden.

Was die Struktur und Textur anbetrifft, so wird eine Reihe von Variationen beobachtet. Die hypidiomorphischkörnige und granitporphyrische Struktur herrschen vor. Was die Textur anbetrifft, so werden Varietäten beobachtet, die eine deutlich ausgesprochene schieferige Textur aufweisen, aus welchem Grunde die schieferigen Granite auf der geologischen Karte in die

Gruppe der Gneisogranite ausgeschieden wurden. Es herrscht der Typus der massiven Textur vor.

In chemischer Beziehung sind die Granite im ganzen einander ähnlich und stehen andererseits den Gneisen sehr nahe. Auf Grund eines Vergleichs mit den Graniten der benachbarten Regionen, stellen die Verfasser die Hypothese von einem einzigen mächtigen Batholith im Bereiche der ganzen Olekma-Tschara Region auf. Die einzelnen isolierten Ausstriche des Granit-Batholiths auf der Erdoberfläche sind durch die späteren tektonischen Prozesse, hauptsächlich durch die postjurassischen Risse welche im wesentlichen das gegenwärtige Relief gebildet haben, durch die Unebenheiten des Daches des Batholiths und die Erosion verursacht worden.

Die Granite und Gneise weisen im Gebiete der Olekma-Ketemjachta Wasserscheideregion alle Anzeichen der intensivsten Faltung, der Kataklyse und der Milonisation auf — alles Erscheinungen, die in den nördlicheren Teilen der Region fast gar nicht beobachtet werden. Die tektonischen Eigentümlichkeiten der Gneise und der Granite des Olekma-Ketemjachta Teiles unserer Marschroute-Untersuchungen sind deswegen besonders interessant, weil auch die Geschichte der Reliefentwicklung in dem beschriebenen Gebiete höchst spezifisch ist und in höchst unmittelbarer Weise mit der Geschichte der Entwicklung des Reliefs des Amur-Gebietes zusammenhängt.

Die weiterhin gegen Norden gelegenen Teile unserer Marschroute (das Bassin des Flusses Kalar) stellen wesentlich den Teil eines anderen geomorphologischen Gebietes — des Olekma-Witim Hochlandes dar.

Auf Grund der Beobachtungen von E. V. Pavlovskij im Jahre 1930 (2) gehört das Granitkomplex zu den alten Intrusionen, genauer gesagt wird das Alter der Granite als postarchaisch und vorkambrisch bestimmt, d. h. die Zeit der Entwicklung der Intrusionen fällt auf das Proterozoikum.

Weiterhin wird in der geologischen Übersicht eine mächtige Anorthositen-Intrusion charakterisiert, welche die Gneise im Tal des Flusses Kalar und Kalakan durchbrachen haben. Die Anorthositen sind wesentlich Plagioklas-Gesteine (Labrador № 54), die stellenweise stark metamorphisiert sind, mit Neubildung von Epidot, Zoisit und Klinozoisit. Die dunkelfarbigen Komponenten fehlen. Die obere Altersgrenze der Anorthositen-Intrusion ist unbekannt.

Die aderigen Gesteine bilden eine Reihe von Dyken, welche sowohl die Gneise wie auch die Granite schneiden. Das absolute Alter des Aderkomplexes bleibt unbestimmt. Die Gesteine stellen zwei Haupttypen dar: 1) Aplite, Pegmatite und Quarzadern — alles hellfarbige Gesteine, die genetisch mit dem Granitmagma verknüpft sind; 2) verschiedene Lamprophyre (Vogesit, Spessartit und Kersantit).

Weiterhin wird in der Zusammenfassung eine Reihe von Betrachtungen auf Grund der unternommenen Forschungen in betreff der Methode und der Bezirke, wo Nachforschungen über Goldgruben und Goldlagerstätten im Gebiete der Entwicklung des Granitmassivs auf dem Flusse Ketemjachta unternommen wurden, gegeben.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Т а б л и ц а I

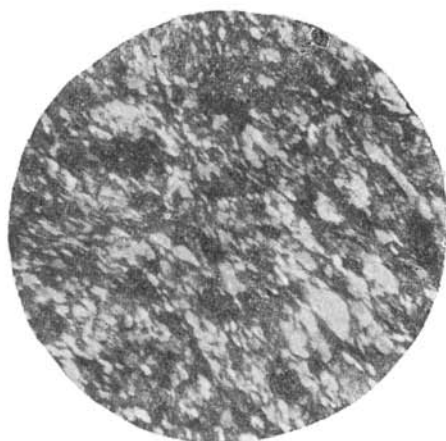
1. Нюкжинский сланец. Обр. № 207. Увеличено в 25 раз, николи скрещены. Крупные зерна — альбит, мелкие — кварцево-эпидот-хлоритово-серицитовая масса. Хорошо видна псевдофлюидальная структура. По полевому шпату, неакономерно ориентированные эпидоты и серицит.
2. Нюкжинский сланец. Обр. № 210. Увеличено в 65 раз, николи скрещены. Более крупные светлые зерна — кварц и альбит, тонковолокнистая масса — хлорит, серицит, эпидот.
3. Микроклин — биотитовый гнейс. Обр. № 248. Увеличено в 25 раз, николи скрещены.
4. Биотитовый гранит. Массив Кетемяхта. Обр. № 278. Увеличено в 25 раз, николи скрещены.
5. Гранит с элементами сланцеватой структуры. Увеличено в 25 раз, николи скрещены. В шлифе видна параллельность в расположении биотита (темные пластинки) и некоторая изогнутость полевых шпатов.

Т а б л и ц а II

6. Раздробленный гранит. Образец № 230. Увеличено в 25 раз, николи скрещены. Порода почти нацело превращена в бесструктурную смесь мелких осколков.
 7. Мирмекит в граните. Образец № 235. Увеличено в 65 раз, николи скрещены. Образование мирмекита приурочено к границе плагиоклаза с калиевым полевым шпатом.
 8. Сиенит. Образец № 168. Увеличено в 25 раз, николи скрещены. Полевой шпат — ортоклаз сильно пелитизирован. Цветной компонент — роговая обманка.
 9. Аплит. Образец № 241. Увеличено в 25 раз, николи скрещены. Характерно почти полное отсутствие цветных компонентов.
 10. Вогезит. Образец № 181. Увеличено в 65 раз, николи скрещены. Темные удлиненные призмы — роговая обманка, светлые таблицы — ортоклаз.
-



1



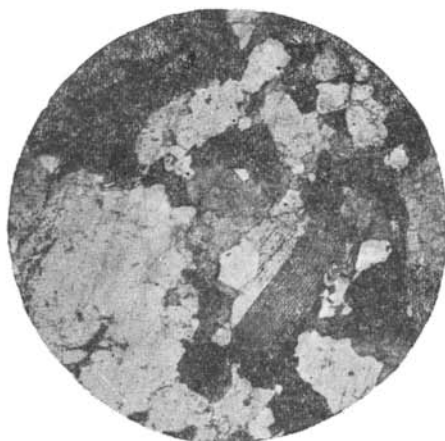
2



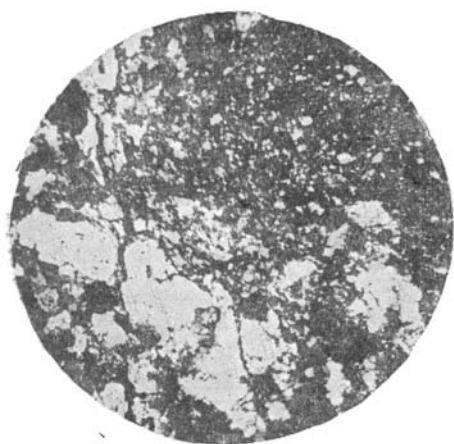
3



4



5



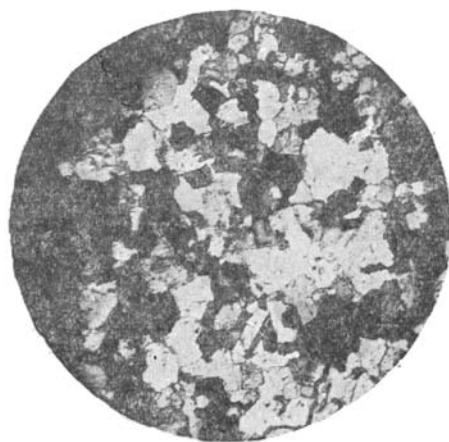
6



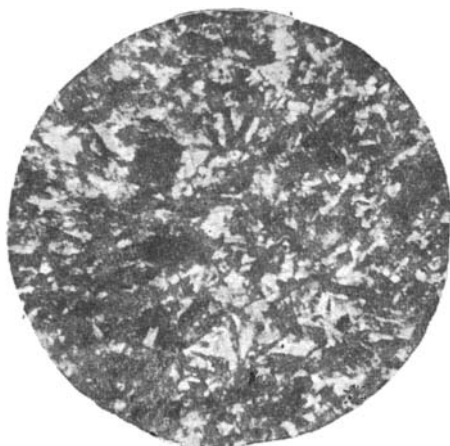
7



8



9



10

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОЛЕКМО-ЧАРСКОГО РАЙОНА

Составил горн. инж. Е.В. Павловский

Масштаб 1:1.000.000

10 0 10 20 30 км

Условные обозначения

- | | | | |
|---|---|---|-------------------------------------|
|  | Альпийские формы высшей ступени нагорья (2400-2800 м абсол. выс.) |  | Озы заздоян поля |
|  | Округлые формы (местами плоские) сильно-расчлененного нагорья (1500-2000 м) |  | Крупные вали донных и боковых морен |
|  | Округлые, местами плоские формы расчлененного нагорья (1100-1500 м) |  | Цирки кары |
|  | Плато 300 м. (относительная высота) |  | Ридель |
|  | Плато 150 м. | | |
|  | Моренный комплекс долины р. Чары | | |
|  | Верхне-Каларского грабена | | |
|  | Области развития террасового аллювия | | |
|  | Конечные морены (отступления?) | | |
|  | Долины-трогг | | |
| | |  | Намьоны |
| | |  | Параллельные эпигенетические долины |
| | |  | Границы крупных котловин |

И. О. КАТУШЕНОК

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА
НИЗОВЬЕВ р. ЧУИ и ЛЕНСКО-ЧУЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА

(по данным работ 1932 г.)

I. O. KATUSCHENOK

ZUR GEOLOGISCHE STRUCTUR DER REGION DES UNTEREN
LAUFES DER TSCHUJA UND DER LENA-TSCHUJA WASSERSCHEIDE

(nach den Arbeiten des Jahres 1932)

Летом 1932 г. экспедицией Геологического института Акад. Наук производились маршрутные геологические исследования в Северо-Байкальском нагорьи, вдоль проектируемой трасы железнодорожной линии.

Работая в одном из отрядов экспедиции, мне пришлось сделать ряд самостоятельных маршрутов в северо-восточной окраине нагорья и прилегающей к нему части приленской плоской возвышенности.

Настоящая статья имеет целью дать краткое изложение результатов геологических исследований в низовьях р. Чуи и по Ленско-Чуйскому водоразделу, наметить основные черты их геологического строения и сделать некоторые сопоставления с геологическим строением соседних районов.

Маршруты в исследуемом районе прошли: по р. Чуе от ее устья до слияния рр. Б. и М. Чуи и по последней вверх до поселка Калайка; из Калайки маршрут прошел на запад через Ленско-Чуйский водораздел, в верховьях рр. Дубровки и Чичикана и вышел на р. Лену у дер. Коршуновой; дальше вверх по Лене между Коршуновой и устьем р. Чаи сделан беглый осмотр некоторых обнажений для сопоставления их с предыдущими маршрутами.

Для суждения о геологическом строении района мы имеем оразнительно хорошую обнаженность коренных пород по рр. Чуе и М. Чуе. На водоразделе выходы коренных пород сравнительно редки; они встречаются здесь в виде небольших обособленных скал, в стенках широко развитых здесь карстовых воронок и иногда — в обрывах рек.

Данные непосредственных наблюдений по маршрутам представляют следующее: на протяжении 16 км от своего устья р. Чуя течет в широкой трапециoidalной долине, на левом склоне которой иногда встречаются отдельные глыбы массивного, темносерого, слегка мергелистого известняка (на 15 км); в шлифе среди мелкозернистого агрегата кальцита в нем встречаются участки более крупных зерен вторичного кальцита и небольшие обломки кварца (обр. № 62).

В 1 км выше устья рч. Ключи, в утесе на правом берегу Чуи обнажен такой же темносерый, слегка розоватый, слоистый, мергелистый известняк, падающий к ЮВ $150^\circ \angle 35^\circ$. Видимая мощность около 30 м. Склон реки, достигающий высоты около 100 м над ее уровнем, над обнажением покрыт глыбовой осыпью таких же известняков (обр. № 63).

В 6 км выше рч. Ключи, к югу от предыдущего обнажения на левом берегу Чуи выходит тонкослоистый мергелистый известняк, внизу светлосерый, а выше желто-серый (видимая мощность 8 м), падающий к ЮЗ $150^\circ \angle 45^\circ$. Общая видимая мощность около 20 м. Известняк пронизан тонкими прожилками кальцита (обр. № 64).

В основании обнажения выходит большое количество ключей.

В 2 км выше по реке, к ЮВ от последнего обнажения, на правом берегу Чуи было видно с противоположного берега обнажение известняков, по внешнему виду похожих на предыдущие, с таким же падением и налегающей на них свитой красного цвета (см. ниже).

Еще в 1.5 км выше, в том же направлении, на правом берегу Чуи обнажены желтовато-серые известняки с таким же падением, как и в обр. № 64. Вверх по реке это обнажение сменяется примыкающей к нему толщей песчано-галечных отложений, слагающих 3-ю террасу на высоте около 18 м.

На 21 км от устья Чуи, в обрыве левого ее берега обнажен черный сланцеватый пльчатый мергелистый известняк, падающий к ЮВ $120^\circ \angle 20^\circ$ (обр. № 65).

Около 0.5 км выше склон левого берега Чуи покрыт осыпью песка и галечника, слагающих 3-ю террасу, на высоте около 30 м.

В 35 км от устья Чуи, к ЮЗ 200° от предыдущего обнажения, на правом ее берегу, высокая скала сложена массивным, темносерым, мелкозернистым, частично перекристаллизованным известняком (обр. № 66). Падение ЮВ $165^\circ \angle 10^\circ$. Видимая мощность около 15 м.

Еще 1 км вверх по реке, на левом берегу обнажены сверху: а) буровато-красный тонкослоистый песчанистый известняк, окрашенный бурым окислом железа. Видимая мощность 18 м. Из-под него выходит б) зеленовато-серый известняк, мощностью около 7 м. Падение к ЮВ $120^\circ \angle 15^\circ$ (обр. № 67).

В 37 км выше устья Чуи, к ЮЗ 220° от предыдущего обнажения выходят: а) светлосерый тонкослоистый, микрозернистый, мергелистый известняк, падающий в ЮВ $120^\circ \angle 25^\circ$ (обр. № 68а). Мощность 25 м,

Вверх по реке мергелистый известняк сменяется примыкающим к нему по плоскости разрыва (сброса?) б) серым, тонкослоистым, пloidчатым, перекристаллизованным, доломитовым известняком (обр. № 68b). Мощность 35 м. Падение к СВ $50^\circ \angle 40^\circ$. Линия разрыва в плоскости обнажения наклонена к Ю под углом 80° .

В 2 км выше этого обнажения на правом берегу Чуи, против устья рч. Березовки (левый приток), обнажены аллювиальные, песчано-галечные отложения, слагающие 3-ю террасу высотой около 18 м.

В основании склона левого берега, на протяжении последних двух обнажений и до слияния Б. и М. Чуи выходит значительное количество небольших ключей.

В 1 км ниже слияния Б. и М. Чуи, к ЮВ 170° от предыдущего обнажения, на левом берегу, в обрыве 4-й террасы выходит розовый, мелкозернистый, мергелистый известняк, окрашенный бурыми окислами железа (обр. № 69). Падение к ЮВ $170^\circ \angle 15^\circ$. Видимая мощность около 30 м.

Дальше вверх по Чуе, в том же направлении, против слияния Б. и М. Чуи, в обрыве левого берега реки выступает в виде скалы серый массивнослоистый, перекристаллизованный доломитовый известняк, с таким же залеганием, как и в предыдущем обнажении (обр. № 70).

На правом берегу М. Чуи в 4 км выше пос. Баталово, в том же направлении, в обрыве 3-й террасы высотой около 22 м обнажены переслаивающиеся серые и красные тонко- и толстослоистые известняки. Преобладают (сверху вниз): а) светлосерый, мелкозернистый перекристаллизованный известняк (обр. № 71a), причем тонкослоистые разности чередуются с более толстыми слоями известняка, с шаровидной отдельностью; видимая мощность около 40 м; б) темнокрасный, яснослоистый, плотный, песчанистый, оолитовый известняк, со следами трещин усыхания и волноприбойными знаками (обр. № 71b); мощность около 30 м; с) серый, плотный, яснослоистый, песчанистый известняк, под микроскопом, с большим количеством зерен кварца и отчасти микроклина; более крупные зерна — слегка окатанные; встречаются тонкие прослои с буроватой окраской (обр. № 71c); видимая мощность около 20 м.

Падают слои к СЗ $280^\circ \angle 25^\circ$. Суммарная видимая мощность около 90 м. Над уровнем реки обнажение возвышается на высоту около 15 м. Наверху же оно покрыто песчано-галечными отложениями мощностью около 7 м.

Один километр выше описанного обнажения, в направлении к ЮЗ 260° от него, в обрыве левого берега, выходит тонкослоистый, серый, оолитовый, песчанистый известняк (обр. № 72a, 72b), падающий к СЗ $290^\circ \angle 25^\circ$. Видимая мощность около 30 м.

В 7 км выше пос. Баталова, к ЮЗ 200 м от предыдущего обнажения, на левом берегу Чуи обнажен яснослоистый, красный, оолитовый известняк с большим количеством зерен кварца и бурых окислов железа (обр.

№ 73). Слои падают к СЗ $310^\circ \angle 25^\circ$. Видимая мощность около 40 м. В верхней части это обнажение сменяется налегающими на него слоями серого известняка, повидимому, аналогичного предыдущему обнажению.

В 3 км выше устья рч. Б. Якутка, к югу от предыдущего обнажения, на левом берегу М. Чуи обнажен серый, песчанистый, оолитовый известняк, по составу также отвечающий известнякам №№ 72 и 71с (обр. № 74). Известняк переслаивается с тонкими прослоями красного и красноватого песчанистого известняка, сильно разрушающегося и засыпающего обнажение мелкой осыпью красного щебня. Слои падают к СЗ $300^\circ \angle 25^\circ$. Видимая мощность около 40 м.

В 21 км выше Баталова, к ЮЗ 210° от предыдущего обнажения, на левом берегу М. Чуи, в обрыве 4-й террасы высотой около 30 м выходит красноцветный тонкослоистый, песчанистый известняк, частью перекристаллизованный и ожелезненный (обр. № 75), с тонкими прослойками серого песчанистого известняка. Падение к СЗ $340^\circ \angle 30^\circ$. Видимая мощность около 35 м.

В 25 км выше Баталова, в направлении к ЮЗ— 215° от предыдущего обнажения, на левом берегу М. Чуи обнажается темносерый известняк с тонкими прожилками кальцита. Падение слоев к СЗ $340^\circ \angle 30^\circ$ (обр. № 76). Примерно такой же темносерый известняк и в таком же залегании обнажается в 1 км к ЮЗ 225° от предыдущего обнажения, на противоположном берегу М. Чуи, в обрыве 3-й террасы, высотой около 30 м.

Дальше до пос. Калайка обнажений коренных пород нет. Берега реки сложены песчано-галечными отложениями нижних террас.

При впадении в М. Чую рр. М. и Б. Калайки, по обоим берегам Чуи ясно выражены 1-я и 2-я террасы на высоте примерно 1.5 и 4 м над уровнем воды. Между устьями Б. и М. Калайки, на левом берегу М. Чуи обнажены желтоватые песчано-галечные отложения, слагающие 3-ю террасу, высотой около 15 м над уровнем воды.

Исходный пункт Чуйско-Ленского маршрута — р. М. Чуя в 6 км выше пос. Калайка.

В 6 км от М. Чуи, на левом склоне долины небольшой речки, текущей в М. Чую, в верхней части обрыва, высотой около 20 м, обнажен светлосерый, массивный известняк (обр. № 83).

Слабо выраженная слоистость показывает падение к ЮВ $120^\circ \angle 50^\circ$. Видимая мощность около 10 м.

На СЗ склоне долины в 1.5 км западнее предыдущего обнажения небольшая сопка сложена обнажающимся на вершине ее светлосерым, массивным, доломитовым известняком, падающим на ЮВ $120^\circ \angle 45^\circ$. Видимая мощность 5 м (обр. № 84).

На пологом склоне водораздела, в 10 км от М. Чуи, в ряде скал обнажается такой же, как обр. № 83, серый массивный доломитовый известняк. Порода сильно изъедена выщелачиванием и имеет с поверхности вид каров. У основания скалы имеется небольшая пещера с диа-

метром входа около 1 м. В результате выветривания наружные части известняка рассыпаются в известковый песок (обр. № 85). Скала возвышается над уровнем местности на 25 м. Протяжение же по простиранию всех выступов около 100 м. Видимая мощность обнажения 20 м.

В 1 км западнее скал, на вершине небольшой сопки, из-под почвы выходит светлосерый, пятнистый, выветрелый, мергелистый известняк, пористый, с немногочисленными включениями бурых окислов железа. Известняк прорезается белыми жилками кальцита. Слабо выраженная слоистость падает к юго-востоку под углом 40° (обр. № 86). С 13-го по 15-й км местность заболочена.

На весьма пологом водоразделе рек Рыбники и Юхты, в 19 км к западу от М. Чуи кое-где видны из-под почвы обломки светлосерого пятнистого, массивного окварцованного известняка (обр. № 87).

В верховьи рч. Юхты, на 20 км к западу от Чуи, на вершине сопки, в небольшом обрыве, обнажен буровато-серый, массивный, пористый известняк, частично перекристаллизованный (обр. № 88). Слабо выраженная слоистость падает на СЗ $340^\circ \angle 40^\circ$. Видимая мощность около 20 м.

В 1 км западнее последнего обнажения пересечено сухое русло, начинающееся из небольшого болота и заканчивающееся карстовой воронкой около 10 м глубиной и 15 м в диаметре. Рядом с этой воронкой видны три — поменьше. Стенки воронок покрыты почвой и заросли деревьями. Дно болота и сухое русло покрыты песком, галькой и загромождены крупными, до 1 м в диаметре, валунами и глыбами различных кристаллических пород. Галька и мелкие валуны сильно окатаны, крупные же глыбы окатаны незначительно.

Среди этих валунов и глыб встречены: серый, тонкослоистый, давленный, хлорито-серицитовый гнейс (обр. № 89а), вишнево-красный кварцит (обр. № 89b), красновато-серый, гранофировый, роговообманковый гранит (обр. № 89с), серый, полосатый, сланцеватый, полевошпатовый амфиболит и другие породы (обр. № 89).

Такое же русло пересохшего ручья на 29 км от Чуи, с уклоном течения на север, — наполнено галькой и валунами тех же кристаллических пород.

В русле рч. Алданки, вытекающей из небольшого болотца, на 31 км также встречается большое количество валунов и гальки тех же кристаллических пород. Та же картина повторяется в подобных сухих руслах на 34 и 37 км от Чуи.

Долина р. Дубровки, пересеченной нами в 39 км от Чуи, имеет трапециoidalную форму, с шириной дна около 300 м и сравнительно крутыми ($35-45^\circ$) склонами от 20 до 50 м высоты.

На ровной террасовидной поверхности правого берега долины, на высоте около 20 м над рекой встречены почти неокатанные глыбы выветрелого, зеленовато-серого, микроклинового гранито-гнейса (обр. № 94).

В русле Дубровки — галька и валуны (до 75 см в диаметре) гранитов (обр. № 95а, 95с), гранитогнейсов (обр. № 95b), кварцита (обр. № 95е) и других пород.

На 7—8 км западнее Дубровки — большое болото с озеровидными участками, покрыто крупными буграми мха, свыше метра высотой; из болота берут начало речки, текущие на север.

Небольшая сопка на 49 км от М. Чуи сложена массивным серым пятнистым, слегка мергелистым, оолитовым известняком, падающим к СЗ $280^\circ \angle 30^\circ$ (обр. № 96). Видимая мощность обнажения около 10 м.

В 100 м севернее сопки сухое русло обрывается в большой карстовой воронке 10 м глубиной, около 15 м в диаметре.

Русло ручья заполнено галькой и полуокатанными глыбами известняка, темносерого, мелкозернистого, полевошпатового амфиболита (обр. № 97b), светлосерого, слегка зеленоватого гнейса (обр. № 97а), кварца (обр. № 97d) и других пород.

В небольшой сопке на 51 км обнажен массивный, светлосерый, кремнистый известняк. Кварц, в виде мелких зерен, составляет в нем около 50%, располагаясь вытянутыми полосами между участками известняка (обр. № 98b). Падение СЗ $300^\circ \angle 30^\circ$. Видимая мощность около 12 м.

Сухие русла ручьев на 53 и 58 км заполнены галькой и валунами различных кристаллических пород.

В вывороте дерева на 63 км встречены галька и обломки известняка (обн. 99с, 99b, 99А) и гранита (обр. № 99е).

В 1 км от р. Чичикан узкая, глубокая, сухая долина круто спускается к реке в направлении ЗЮЗ. По ее склонам заметны две террасы, на высоте (снизу) около 10 и 35 м над дном долины. На водоразделе этой долины с Чичиканом, метров 70 над его уровнем, небольшое сухое русло заканчивается карстовой воронкой 5 м глубиной.

На склонах долины Чичикана можно наблюдать 5 террас на высоте около (1—3)—(10—15)—(25—30)—55—(65—70) м над уровнем реки.

Долина Чичикана с шириной дна около 0.75 км имеет трапециoidalный профиль. Местами долина суживается до 100 м.

В русле Чичикана, среди светлой известковой гальки, заметно большое количество галек гранита и других кристаллических пород.

В обрыве правого берега Чичикана, в 35 км от его устья, обнажен светлый, массивный, перекристаллизованный, рыхлый, доломитовый известняк (обр. № 100).

Слабо выраженная, грубая слоистость падает к ЮВ $150^\circ \angle 30^\circ$. Видимая мощность около 25 м. Обнажение тянется по реке на 100 м. Над обнажением встречены галька и валуны темного, плотного массивного известняка (обр. № 100d), зелено-красного, катакластического, хлоритизированного гранита (обр. № 100е) и серого мелкозернистого гранита (обр. № 100k).

Метров 200 вниз по реке в направлении к СЗ 345° от предыдущего обнажения, на левом берегу Чичикана, в 1 км ниже выхода маршрута к реке, в обрыве 2-й террасы, высотой около 15 м выходит серый, плотный, перекристаллизованный известняк с прожилками и жеодами (до 5 см в диам.) кальцита (обр. 101a). Падение к ЮЗ $150^\circ \angle 30^\circ$. Видимая мощность около 10 м.

Ниже по реке, к обнажению примыкает песчано-галечная толща, слагающая террасу. Наверху же последней встречаются валуны темно-серого мелкозернистого гранита (обр. № 101d) и оранжево-красного кварцита (обр. № 101b).

На пологом подъеме на водораздел рр. Чичикан — Мандра, в 6 км к западу от Чичикана, сухое русло ручья, падающего к Чичикану, обрывается карстовой воронкой 6 м глубиной и около 10 м в диаметре.

В стенке воронки обнажается серый, массивный микрозернистый известняк; слабо выраженная грубая слоистость падает к ЮВ $120^\circ \angle 30^\circ$ (обр. № 102).

Еще 2 км к западу, на том же водоразделе, в вывороте дерева встречены обломки светлого, среднезернистого доломитового известняка (обр. № 103).

На водоразделе р. Чичикана и впадающего в него слева небольшого ручья, в 3 км к СЗ 310° от обн. 101 по пути на с. Коршуново, в небольшой карстовой воронке обнажен светлосерый, массивно-слоистый, микрозернистый, доломитовый известняк (обр. № 104).

Падение слоев к ЮВ $150^\circ \angle 30^\circ$. Видимая мощность 8 м.

На 4-м км того же направления, в такой же воронке обнажен темно-серый, плотный, стилолитовый известняк (обр. № 105), с неясным залеганием.

Еще 1.5 км к СЗ, перед спуском в долину вышеупомянутого ручья, видна скала 6 м высотой, — плотного, светлосерого, массивного кремневого известняка, состоящего из мелкозернистой кварцевой массы, с небольшими участками мелкозернистого кальцита (обр. № 106).

По правому склону долины наблюдаются 3 террасы на высоте около 25 (35—40) 50 м над дном долины.

Русло ручья в этой заболоченной долине загружено крупной галькой и валунами различных кристаллических пород.

Километров 10 от этого ручья по направлению к Коршунову, на Ленско-Чичиканском водоразделе небольшая скала высотой около 7 м сложена серым, массивным, перекристаллизованным известняком, с неясным залеганием (обр. № 108).

Еще 3 км дальше в этом же направлении сухое русло небольшого ключа заполнено галькой и валунами розоватого кварцита, гранита (обр. № 109b, c, d) и других пород. Кварцит мелкозернистый, с отдельными редкими включениями крупной (до 12 мм в диам.) гальки кварца (обр. № 109a).

Наверху водораздела этого ключа с Леной, в 5 км от последней, в двух выступающих скалах обнажен светлосерый, массивно-слоистый, кристаллический известняк (обр. № 110). Падение слоев к ЮВ $100-150^\circ \angle 25-30^\circ$. Видимая мощность около 12 м.

Километра 4 севернее, на правом склоне долины небольшого ключа, впадающего в Лену 2 км ниже Коршунова, в 1 км от Лены обнажен серый известняк, падающий к С $360^\circ \angle 30^\circ$. Видимая мощность около 15 м.

На левом берегу Лены, в 6 км выше Коршунова к СЗ 310° от предыдущего обнажения выходят мергелистые и песчанистые тонкослоистые известняки.

В верхней части известняк плотный, розовато-серый, с тонкой диагональной сланцеватостью (обр. № 112b). Видимая мощность около 15 м.

В нижней части обнажения известняк светлосерый, иногда стилолитовый (обр. № 112a), с тонкими включениями зеленого мергеля (обр. № 112л).

На поверхностях слоев известняка имеются волноприбойные знаки, согласно которым расположена тонкая волнистая сланцеватость (112c). Падение слоев к ЮВ $160^\circ \angle 15^\circ$.

В 20 км вверх по Лене от с. Коршунова, к западу от предыдущего обнажения, на левом берегу Лены, на протяжении 1 км тянется обнажение грубослоистых (с подчиненными тонкослоистыми) серых известняков (обр. № 113), частью доломитизированных (обр. № 113a) и мергелистых (обр. № 113c).

В верхней части обнажение имеет желтоватый цвет. Обнажение представляет антиклинальную складку меридионального простирания с падением в крыльях до 30° .

Таким образом, судя по осмотренным нами выходам коренных пород, последние представлены в исследованном районе двумя литологически и стратиграфически выделяющимися свитами:

а) нижняя свита — преимущественно плотные массивные известняки, иногда — пористые, реже брекчиевидные или скорлуповатые, серого или темносерого цвета, иногда с розоватым оттенком;

б) верхняя свита — пестроцветные, тонкослоистые мергелистые и песчанистые известняки, изредка переслаивающиеся с тонкослоистыми или массивными доломитовыми известняками.

Более высокое стратиграфическое положение пестроцветной свиты можно наблюдать в разрезах берегов рр. Чуи и М. Чуи, где эта толща слагает ядро синклинальной складки, северо-восточного простирания, налегающая на свиту серых, массивных известняков; последние уходят под нее с юго-восточным падением между 16—21 км выше устья Чуи (обн. 63) и вновь выходят на поверхность в противоположном крыле в 25 км выше пос. Баталово на М. Чуе, с северо-западным падением (обн. 76).

а) Известняковая свита распространена в низовьях Чуи на протяжении 16—20 км от ее устья, вверх по р. М. Чуе, начинаясь в 25 км выше пос. Баталово, а также — по водоразделу рр. Лены и М. Чуи.

Известняки сложены мелкозернистым агрегатом перекристаллизованного кальцита, с примесью немногочисленных, в большинстве случаев, неокатанных зерен кварца и редких мелких обломков микроклина и плагиоклаза; в небольшом количестве встречаются зерна и пленки бурых окислов железа. Обломки зерен слюды, хлорита, роговой обманки и циркона в примеси весьма немногочисленны.

Немногочисленные кремнистые известняки, встречающиеся в рассматриваемой свите, содержат до 50% мелкозернистого кварца: кальцит в этой породе заключен внутри кварцевой массы отдельными вытянутыми участками (обн. 87, 89а), в некоторых окремневших образцах сохраняются лишь небольшие участки кальцита среди мелкозернистой кварцевой массы (обн. 106).

Подчиненное значение имеют доломитовые известняки, с содержанием окиси магния до 12% (обн. 104). Вероятно с доломитизацией отдельных участков известняков этой свиты связана довольно обычная для них белая пятнистость на более темном фоне породы.

Нередки также оолитовые известняки, причем оолиты представляют концентрически расположенные радиальнолучистые агрегаты кальцита; ядро состоит из мелкозернистого кальцита, часто с зерном кварца, микроклина или плагиоклаза внутри; иногда оолиты вытянуты и изогнуты.

Обычно перечисленные известняки разбиты мелкими трещинками, заполненными крупнокристаллическим агрегатом кальцита; последний иногда выполняет небольшие жеоды (обн. 101а). Спорадически встречаются стилолитовые известняки (обн. 105).

Нижней границы свиты по нашим маршрутам наблюдать не пришлось; повидимому, в нижней части свита начинает переслаиваться с серыми, тонкослоистыми известковыми песчаниками и красными, песчано-глинистыми известняками, встреченными М. В. Кругловым по р. Калайке (1).

Судя по данным Преображенского, на р. Б. Чуе известняки этой свиты переслаиваются в низах с глинистыми сланцами, налегая на нижний кембрий (8, стр. 49).

Недостаток обнажений и отсутствие условий для наблюдения нижней границы этой свиты не позволяют выяснить истинную ее мощность.

б) Пестроцветная свита мергелистых и песчанистых известняков обнажается в берегах р. Чуи и М. Чуи в 21 км выше устья первой и протягивается за 25 км выше пос. Баталово по М. Чуе. Возможно, что к этой же свите относится и серый известковый песчаник, встреченный М. В. Кругловым в виде щебня в 25 км от Калайки по тропе на Дубровское (1).

В состав свиты входят переслаивающиеся красные, зеленые, розовые, серые, желтоватые и черные тонкослоистые, мергелистые и песчани-

стые известняки, реже серые, тонкослоистые или массивные доломитовые известняки.

Мергелистые известняки состоят из мелкозернистого агрегата кальцита и глинистого материала, с небольшим количеством неокатанных зерен кварца, иногда мелких обломков микроклина, реже плагиоклаза. Количество зерен кварца резко увеличивается в песчанистых известняках. Кроме того, как в тех, так и в других в значительном количестве присутствуют в виде пленок бурые окислы железа; количество последних увеличивается в красных и черных разностях породы и определяет собою ее окраску; иногда железистые пленки располагаются тонкими прослойками до 0.5 мм толщиной.

В зеленых разностях песчанистых известняков присутствуют зерна глауконита и редкие обрывки хлорита. Проба на медь в одном из этих образцов дала 0.01% CuO (обн. 67); химический анализ красного песчанистого известняка дал 1.19% MgO и 0.25% закиси марганца (обн. 71b).

Доломитовый известняк, выходящий среди этой свиты, содержит MgO до 21.18% (обн. 71b).

Оолитовые известняки встречаются чаще среди песчанистых разностей этой свиты; ядро оолитов нередко окружено пленкой бурых окислов железа.

Массы тонких белых прожилок вторичного кальцита обычны в трещинах этих пород. На поверхности красных, песчанистых известняков нередки волноприбойные знаки и следы трещин усыхания.

Между тонкими слоями песчанистых известняков иногда встречаются прослойки с ясно выраженной шаровидной отдельностью.

В распределении перечисленных пород характерно преобладание мергелистых известняков в северо-западном крыле синклинали и песчанистых известняков — в юго-восточном; возможно, что это связано с фациальным изменением пород по направлению к нагорью.

Видимая мощность всей пестроцветной свиты р. Чуи около 170 м. Взаимоотношения верхней и нижней свит в осмотренных обнажениях не наблюдались.

Из нескольких бегло осмотренных нами обнажений на р. Лене между д. Коршуновой и устьем р. Чаи видно, что массивные серые известняки, принадлежащие вышеописанной свите „а“, подстилают красноцветную свиту; последняя представлена тонкослоистыми мергелями, переходящими в песчанистые мергеля (обн. 112) и песчанистые известняки (обн. 116), с примесью зерен кварца, полевого шпата, мусковита, иногда хлорита и окрашенные бурыми окислами железа. Так же, как и на М. Чуе, встречаются зеленые прослойки с зернами глауконита (обн. 116, 67), волноприбойные знаки и следы трещин усыхания.

Вероятно, аналогичные нашей пестроцветной свите выходы отмечал Преображенский в низовьях Б. Чуи (8, стр. 48).

ТЕКТОНИКА

Район сравнительно слабо дислоцирован. Он сложен рядом пологих складок (антиклиналей и синклиналей), ССВ простирания, с падением в крыльях от 20 до 40°.

Большая синклинальная складка ясно выражена на р. Чуе. Крылья этой синклинали прослежены с 16-го км от устьев Чуи и до 25-го км выше пос. Баталово на М. Чуе.

Полное отсутствие на всем водоразделе верхней пестроцветной свиты, выполняющей мульду этой синклинали, может быть связано с более широким антиклинальным выгибом водораздела между Чуей и Леной, усложненным мелкими складками того же простирания.

По направлению от Лены к нагорью замечается некоторое увеличение крутизны складок, достигающее от 15—25° на Лене, до 30—50° на Чуе.

На реке же Б. Чуе Преображенский указывает углы падения в известняках и подстилающих их породах, достигающие до 60° (8, стр. 49).

В общем сравнительно спокойная, однообразная складчатость иногда нарушается, повидимому, небольшими местными вертикальными смещениями (обн. 68), имеющими широтное простирание.

Возраст всех описываемых отложений, ввиду полного отсутствия в них фауны, устанавливается посредством параллелизации их по литологическому составу с отложениями соседних районов.

В прилегающих районах кембрийские отложения, аналогичные нашим, имеют широкое распространение и исследованы по р. Лене, в верхнем и среднем ее течении и по правым ее притокам: Киренге, Чечую, Чае, в низовьях Витима, Патомы, Олекмы и других местах.

Известняки нашей нижней свиты непосредственно прослеживаются к р. Лене, где дают многочисленные обнажения, описанные В. А. Обручевым. Этот исследователь приводит ряд соображений за среднекембрийский возраст известняков.

Те же среднекембрийские известняки развиты по Нижнему Витиму (4, стр. 27), по Лене, ниже устья Витима (2, стр. 85), по притокам Лены — рр. Чае, Чечую, Киренге (9, стр. 2, 13, 10, стр. 125), в верховьях Лены у Жигалова (6).

Наша верхняя пестроцветная свита как стратиграфически, так и по литологическому составу намечает переход к более высоколежащей красноцветной толще, развитой на р. Лене и отнесенной Обручевым к верхнему кембрию. Последняя отличается преобладанием в ее составе мергелей, песчаников и глин (3, стр. 174, 5, стр. 45), тогда как на р. Чуе главную роль играют мергелистые и песчанистые известняки.

Наличие подобных переходов между средним и верхним кембрием отмечено Черкесовым для верхнего течения Лены, где известняки, становясь кверху по разрезу более светлыми, слегка мергелистыми, сменяются выше пестроцветными мергелями, желтоватыми, розоватыми, буро-

красными, фиолетовыми, зелеными, бурых и других'оттенков; в низах же верхоленского яруса появляются зеленовато-серые и буро-красные песчаники (11, стр. 986—987).

Таким образом, красноцветные породы р. Чуи, считавшиеся древнее ленских известняков и относившиеся к нижнему кембрию (5, стр. 61), по нашим данным являются моложе этих известняков и лежат на них.

Граница описанных отложений среднего кембрия на востоке проводится по появлению в обнажениях мощных толщ кварцитов и глинистых сланцев нижнего кембрия, указываемых М. В. Кругловым по р. Калайке — в 10 км восточнее пос. Калайка, и П. И. Преображенским выше устья рч. Зимовойной на Б. Чуе (8, стр. 49).

На западе эти отложения уходят за пределы исследованного района. Кроме того, непосредственное продолжение их указывается М. В. Кругловым по маршруту от Калайки до с. Дубровского на Лене (1).

Среднекембрийские отложения на водоразделе прикрыты валунно-галечными наносами, в значительном количестве покрывающими дно многих болот и наполняющими русла ручьев и речек. Однако для суждения о возрасте их еще недостаточно материала.

Четвертичные отложения встречаются в виде валунногалечных речных наносов, слагающих речные террасы, развитые на р. Чуе и частично на р. Чичикане.

С геоморфологической стороны район представляет собою слабохолмистую возвышенность, расчлененную глубоко врезанными в нее долинами рр. Чуи, Дубровки, Чичикана и Лены.

Пологим подъемом из долины рек эта возвышенность достигает на водораздельной части до 480—500 м абс. высоты, возвышаясь над уровнем Чуи на 200 м.

Возвышенность покрыта сплошным лесом и большим количеством болот, из которых берут начало притоки рр. М. Чуи и Лены.

Сравнительно спокойные реки имеют здесь широкие долины с пологими склонами и широко развитыми аккумулятивными террасами.

Несколько менее развиты эти террасы и уже долины у рр. Дубровки и Чичикана, пересеченных нами в их верховьях.

Из широко развитых песчано-галечных террас р. Чуи отмечены четыре на высоте (снизу): 1.5—6—(18—30) — (45—55) м над уровнем реки.

Верхняя 4-я прослеживается на Чуе слабо, а 5-я — высокая терраса, отмечаемая на Лене (7, стр. 275), здесь не наблюдалась.

В верховьях же Чичикана, как указано выше, наблюдаются остатки 5-й (?) террасы на высоте около 70 м.

Весьма характерным для водораздельной части маршрута является широкое развитие на возвышенности карстового ландшафта, обусловленного наличием известняков. В них путем коррозии образованы воронки, имеющие глубины около 10 м, диаметр около 15 м; они покрыты почвой и заросли лесом; часто в стенках воронок выходят коренные породы.

Почти всегда воронка является концом впадающего в нее русла пересохшего ручья, наполняющегося, повидимому, только в половодье, а затем быстро спускающего воду через воронку в подлежащие известняки. Этим же явлением объясняется, повидимому, сравнительная бедность водой незаболоченной части водораздела. В связи с наличием широко развитых карстовых явлений находится отсутствие вблизи поверхности вечной мерзлоты, не достигнутой метровым шупом.

О полезных ископаемых района имеются указания жителей д. Коршуново на нахождение ими следов россыпного золота во время шурфовки в верховьях Чичикана.

На наличие вторичных (осадочных) медных руд в красных песчаниках, мергелях и глинах верхоленского яруса на р. Лене ниже Киренска и даже на кустарно-промышленное их значение в прошлом имеются литературные указания (5, стр. 116).

Химический анализ одного из подобных образцов р. Чуи дал всего 0.01% CuO (обр. № 67).

Свинцовый блеск в виде вкраплений в отложениях устькутского яруса указывается В. А. Обручевым около дер. Пушиной (3, стр. 128).

Имеется указание жителей дер. Коршуново на нахождение ими свинцового блеска при шурфовке в верховьях р. Чичикана.

Образцы этой руды были предъявлены нам коршуновцами, но относительно их местонахождения даны весьма противоречивые указания, вызывающие сомнение в их происхождении с Чичикана.

Из строительных материалов в террасах Чуи и Лены могут быть найдены пески и галечники, пригодные для строительства, а на водоразделе — известняки, пригодные как каменный строительный материал и для обжига.

СПИСОК ЦИТИРОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Круглов, М. В. Маршрутные геологические наблюдения в северной части Ленско-Витимского района (рукопись).
2. Мухометов, Д. И. Краткое предварительное описание маршрута по р. Лене от с. Витима до г. Олекминска. Геол. иссл. в зол. обл. Сибири, Ленский район, вып. IV, 1907.
3. Обручев, В. А. Древне-палеозойские осадочные породы долины р. Лены между ст. Качугской и Витимской. Зап. Вост.-Сиб. отд. РГО по обл. геогр., II, вып. I, 1932.
4. — Геологические исследования Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 22, № 2—3.
5. — Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Тр. Сов. по изуч. произв. сил и Геол. Инст. Акад. Наук СССР. 1932.
6. Павловский, Е. В. О геологическом строении окрестностей с. Жигалова. Там же.
7. — О послетретичной истории Северо-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отд. геол., т. VIII (3—4), 1930.
8. Преображенский, П. И. Р-ки Б. и М. Чуя и низовья Мамы. Там же, вып. VII, 1910.
9. — Западная окраина Северо-Байкальского нагорья. Там же, вып. VIII, 1912.

10. Ржонсницкий, А. Г. Геологические исследования в верховьях р. Киренги. Мат. геол. и мин. России, т. XXVI, 1918.
 11. Черкесов, В. Ю. Основной стратиграфический разрез района верхнего течения р. Лены. Изв. ВГРО, вып. 63, 1931.
-

Zusammenfassung

Im Sommer des Jahres 1932 hat der Verfasser Anteil an den geologischen Untersuchungen in dem unteren Laufe des Flusses Tschuja und der Lena-Tschuja Wasserscheide teilgenommen. An der geologischen Bildung der Region nehmen zwei Stufen Teil:

1) Die untere Stufe: kompakte, massive, teilweise geschichtete graue Kalksteine, manchmal poröse, seltener breccienartige oder schälige.

2) Die obere Stufe: buntfarbige dünnsschichtige, mergelige und sandige Kalksteine, die manchmal mit dünngeschichteten und massiven Dolomitkalksteinen abwechseln.

Das Alter der unteren Stufe wird als mittelmkambrisch bestimmt auf Grund einer Zusammenstellung mit analogen Kalksteinen vom Flusse Lena. Die obere Stufe deutet einen Übergang zu der sie überlagernden rotfarbigen Schichtenfolge, welche am Flusse Lena entwickelt ist und von Obručev (Ob-rutschew) zum oberen Kambrium gerechnet wird. Diese Stufe wird mit dem Zwischenhorizont (zwischen dem mittleren und oberen Kambrium) welcher von Čerkesov (Tscherkessow) in dem Oberlaufe des Flusses Lena beschrieben ist, zusammengestellt.

Das Mittel-Kambrium kontaktiert an der Grenze des Hochplateaus mit den ihn unterlagernden tonigen Schiefern und Quarziten des unteren Kambriums. Im Westen können diese Ablagerungen bis zum Flusse Lena verfolgt werden und gehen über die Grenzen der beschriebenen Region hinaus.

Die buntfarbige Stufe ist nur am Flusse Tschuja verbreitet, wo sie in der Mulde einer Synklinalfalte von NNE Streichung gelegen ist.

Die quartären Ablagerungen sind durch die kieselstein-sandigen diluvialen Anschwemmungen der Flussterrassen der Flüsse Tschuja, Lena, Tschitshikan vertreten.

Die Tektonik der Region äussert sich in einer schwachen Faltung deren Intensität je näher zum Hochplateau desto grösser wird.

In geomorphologischer Beziehung stellt die Region ein schwach hügeliges Gebiet bis zu 400—500 m abs. Höhe dar, welche durch die darin tief eingeschnittenen Flusstäler stark erodiert worden ist, und 4 Terrassen auf der Tschuja von 1.5—6 (1—30) und (45—55) m Höhe und mit einer von uns bedingt aufgestellten 5 Terrasse von 70 m Höhe auf dem Flusse Tschitshikan aufweist.

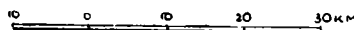
Auf der Wasserscheide sind grosse Karsttrichter verbreitet, so wie kieselstein-sandige Glazialablagerungen.

МАРШРУТНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

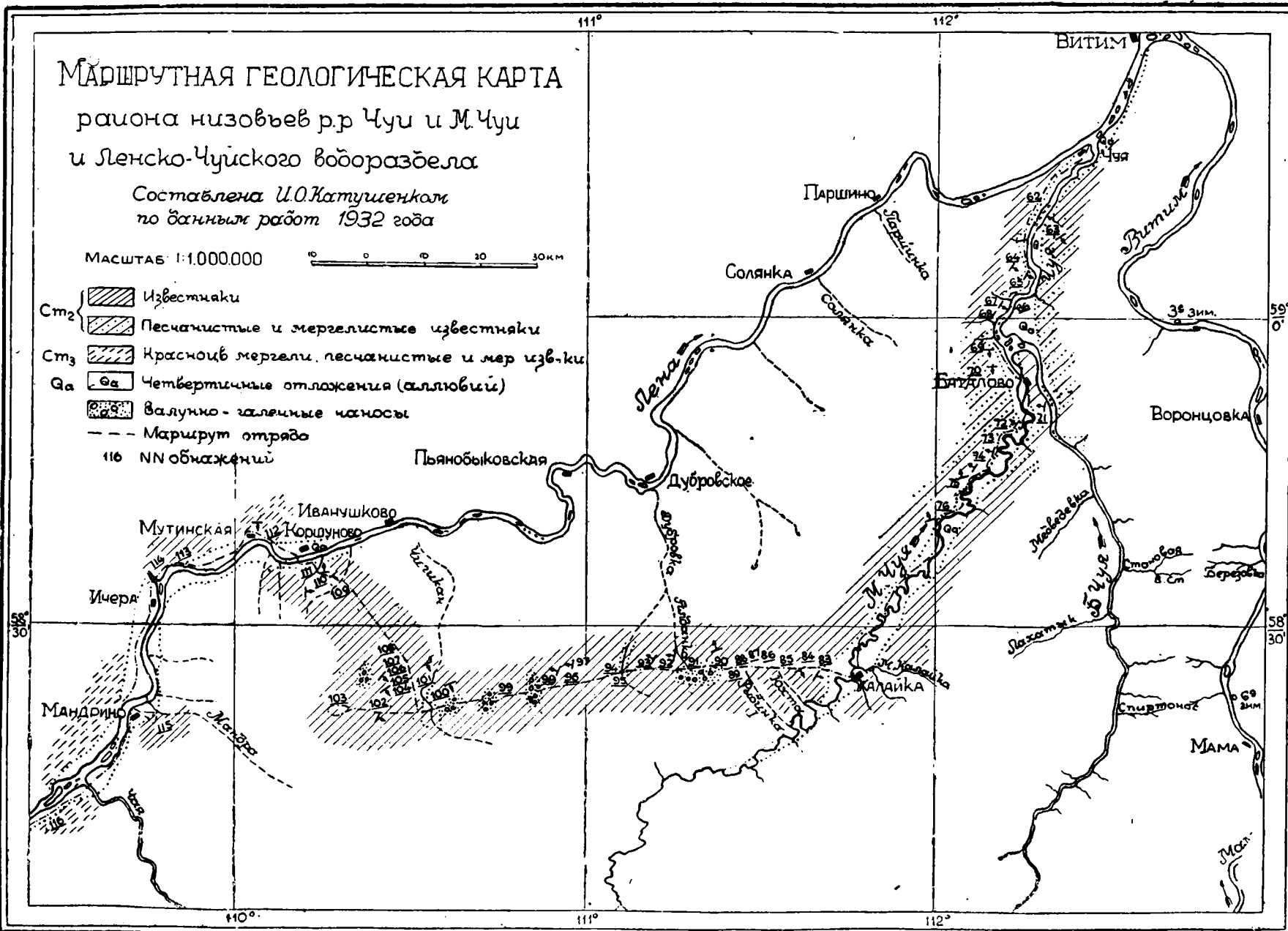
района низовьев р.р. Чуи и М. Чуи
и Ленско-Чуйского водораздела

Составлена И.О. Катушенком
по данным работ 1932 года

Масштаб 1:1.000.000



- Ст₂ { Известняки
Песчанистые и мергелистые известняки
- Ст₃ { Красноцв. мергели, песчанистые и мерг. изв.-ки
- Qa { Четвертичные отложения (аллювий)
- Валунно-галечные наносы
- Маршрут отряда
- 116 NN обнажений



А. АМИРАСЛАНОВ

КРАСНОГВАРДЕЙСКОЕ КОЛЧЕДАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НА УРАЛЕ

A. A MIRASLANOV

DIE KRASNOGVARDEISKOJE PYRITLAGERSTÄTTE IM URAL

Красногвардейское месторождение наряду с Новолевинским является основным источником сырья Красноуральского медеплавильного завода.

По запасам, выражающимся в пределах 300 000 т меди и 14 800 000 т руды (по материалам ГРО комбината), эти месторождения выдвигаются в настоящее время на одно из первых мест среди медноколчеданных месторождений Урала.

Оба эти месторождения находятся на полосе зеленокаменной свиты и удалены друг от друга не более 3—3.5 км. Геология района месторождений довольно проста и однообразна. По данным шурфовки, проведенной ГРО комбината, зеленокаменная полоса здесь состоит главным образом из альбитофиров, среди которых небольшими островками встречаются линзочки кварцево-серицитовых и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев. Наибольшего развития эти линзочки достигают в северной части рудного района на территории Новолевинского рудника; к югу же мощность их убывает. К этим серицитовым участкам зеленокаменной полосы приурочено главным образом оруденение. Все породы, входящие в состав зеленокаменной свиты в этом районе, хорошо развиты и свита довольно мощна, доходя местами до 5—7 км. Как к востоку, так и к западу полоса контактируется более основными породами. На северном участке полосы в территории Новолевинского рудника и Электрической линзы альбитофиры прорезываются плагиигранитами. Плагииграниты по отношению к серицитовым сланцам выступают восточнее и имеют почти согласное простирание с альбитофирами (простирание СЗ 340°). Альбитофиры и кварцево-серицитовые сланцы имеют простирание, в среднем, СЗ от 345° до 350°, приближаясь к меридиональному с падением на восток под очень крутым углом, в среднем 80—85° до вертикального.

В подземных выработках до глубины 124 м вмещающие рудные тела породы почти те же альбитофиры, кварцево-серицитовые и кварцево-

серицитовые хлоритовые сланцы (зеленые сланцы). Альбитофиры существенно измененные и рассланцованные. Вышеуказанные комплексы довольно постепенно переходят друг в друга и поэтому ни макроскопически и ни микроскопически нет никакой возможности провести точной границы между ними; несмотря на это на основании исследований под микроскопом выделяем разновидности:

а) альбитофиры менее рассланцованные, со слабой серицитизацией и в большей степени хлоритизированные и эпидотизированные, расположенные далее от рудного тела;

б) кварцево-серицитовые сланцы, слабо хлоритизированные, расположенные непосредственно в контакте с рудными телами;

в) полево-шпатово-карбонатные породы (зеленые сланцы) встречаются островками среди альбитофиров, олигоклазофиров.

г) кремнистые сланцы в ограниченном количестве в виде включения среди альбитофиров;

д) платограниты;

е) порфириты и туфы.

Альбитофиры зеленого цвета с различным оттенком (от светлого до зеленого), большей частью сильно рассланцованы; п. м. мелкозернисты; среди мелкозернистой основной массы имеются порфировые выделения, главным образом, зерен полевых шпатов. Структура разнообразна от неравномернозернистой, флюидальной до порфировой. Последняя имеет преобладающее распространение. Альбитофиры имеют следующий состав:

- | | |
|------------------|----------------------------|
| 1. Полевые шпаты | 7. Титанит |
| 2. Кварц | 8. Пирит |
| 3. Хлорит | 9. Апатит |
| 4. Серицит | 10. Другие рудные минералы |
| 5. Каолин | 11. Эпидот |
| 6. Карбонаты | |

Полевые шпаты относятся к плагиоклазам, определенным как альбит, по максимальным углам угасания в разрезах $\perp 010$ от 12° до 16° и 001 от 19° до 21° ; редко в шлифах обнаруживается альбит-олигоклаз. Альбит встречается как в виде микролитов в основной массе, занимая по количеству преобладающее место в шлифе, так и в виде неправильных аллотриоморфных по отношению к микролитам зерен (порфировые выделения). Микролиты расположены в основной массе шлифа совершенно незакономерно. Порфировые же выделения альбита сильно раздроблены, разбиты трещинами на отдельные участки, смещенные по отношению друг к другу. Как микролиты, так и порфировые выделения альбита сильно изменены, главным образом в хлорит, серицит, эпидот. В порфировых выделениях изменениям или изъеданию подвергаются зерна с периферии (хлоритом), или же хлорит совместно с эпидотом и карбонатами развиваются по трещинкам зерен альбита. Серицит и каолин обычно встре-

чаются в теле зерен альбита. Все эти изменения иногда до того сильны, что от плагиоклаза остается только голое очертание или скелет.

Кварц встречается то в виде мелких зерен, концентрируясь в отдельные участки вместе, ассоциируясь с зернами эпидота и взаимно прорастая друг друга (эти зерна кварца безусловно вторичного происхождения), то в виде крупных раздробленных трещиноватых зерен, ассоциирующих с хлоритом. Последний располагается вокруг зерен кварца в виде венчиков, иногда совместно с хлоритом, карбонатами заполняя трещины в кристаллах альбита. Угасание зерен кварца волнистое. Распределение их, наряду с участками, состоящими исключительно из зерен кварца, довольно равномерно рассеянное по всему шлифу, главным образом в основной массе.

Эпидот встречается в виде мелких зерен совместно с карбонатами и кварцем, прорастая последний, располагаясь участками в шлифе, иногда же совместно с хлоритом они развиваются в теле альбита. Чаше же эпидот с хлоритом и карбонатами заполняют трещинки в зернах альбита. Количественное значение эпидота не особенно большое.

Хлорит встречается сравнительно с другими минералами (эпидот, серицит, карбонат) в большом количестве. Хлорит либо замещает зерна альбита, главным образом по периферии, либо же совместно с другими вторичными минералами (карбонатами, эпидотом, кварцем) заполняет трещины в зернах альбита. Хлорит сильно развит как в основной массе, так и в виде венчиков вокруг крупных зерен кварца. Судя по косому угасанию и положительному оптическому характеру хлорит относится к клинохлору.

Серицит встречается в ограниченном количестве; образуется главным образом за счет плагиоклазов и располагается в их теле. Основная масса также сильно серицитизирована.

Каолин — каолинизации, в основном, подвергаются как крупные порфиновые выделения плагиоклазов, так и микролиты основной массы.

Карбонаты главным образом в ассоциации вышеописанных вторичных минералов заполняют трещины как в зернах альбита, так и в основной массе.

Из остальных минералов необходимо отметить наличие пирита, который встречается в различных образцах в различном количестве. Вкрапленность пирита увеличивается прежде всего с приближением к рудному телу, с одной стороны, и в участках с большим развитием серицита, с другой.

Кварцево-серицитовые сланцы

Кварцево-серицитовые сланцы представляют существенно рассланцованные, перемятые, раздробленные, преимущественно беловато-серовато-зеленоватого цвета породы. На ощупь они шелковистые. Иногда эти сланцы покрыты железистым налетом на местах контактов и по трещи-

нам. Минералогический состав их почти тот же, что и в альбитофирах, а именно:

Плаггиоклазы	Серицит	Апатит	Титанит
Кварц	Хлорит	Рутил	Рудные минералы

В то же время количественное соотношение отдельных составных частей здесь и в альбитофирах существенно различно. В этих сланцах существенное значение имеют кварц, серицит, плаггиоклазы, что же касается хлорита, эпидота и других второстепенных минералов, то их роль незначительна. Плаггиоклазы в этих сланцах полностью почти замещены серицитом и соссюритом. Другое существенное различие заключается в количестве рудных минералов. В кварцево-серицитовых сланцах роль рудных минералов настолько значительна, что участками (довольно редко) они становятся вкрапленными рудами „перебой“, т. е. содержание меди в них имеет промышленное значение. Ниже приводим химический анализ (в %) кварцево-серицитовых сланцев из Красногвардейского рудника:

SiO ₂	45.97
TiO ₂	1.16
Al ₂ O ₃	37.66
Fe ₂ O ₃	0.44
MgO	0.69
CaO	0.96
MnO	следы
Na ₂ O	0.56
K ₂ O	6.26
H ₂ O +	5.00
H ₂ O —	0.34
P ₂ O ₅	0.26
S	0.36
SO ₃	не найдено
CO ₂	не найдено
	99.66

Из анализа этих сланцев видно, что наисущественнейшую роль в составе их играют следующие соединения: SiO₂, Al₂O₃, K₂O и H₂O +, которые занимают 94.89% всего состава сланцев. Состав этих сланцев в отношении содержания SiO₂ показывает, что исходные породы, давшие их, являются более основными.

Кроме альбитофинов (кварцево-серицитовых сланцев), имеются еще породы, выделенные нами на основе микроскопического изучения, которые занимают промежуточное положение от альбитофинов и других, может быть более основных, эффузивов к кварцево-серицитовым сланцам. Порода эта нами названа кварцево-хлорито-карбонато-эпидото-плаггиоклазовой (зеленые сланцы). Состав почти аналогичен составу альбитофинов, но здесь имеет большое распространение хлорит (клинохлорит). Карбонаты и эпидот, серицит и каолин играют подчиненную

роль; среди плагиоклазов, повидимому, имеются более основные представители, чем альбит.

Кремнистые сланцы встречаются в виде включений среди альбитофиоров и олигоклазофиоров. По распространению эти сланцы очень ограничены; выход их нами обнаружен против квершлага из шахты Коминтерна на горизонте 124 м. Макроскопически они представляют очень плотные массивные и мелкозернистые сланцеватые породы темносероватого цвета. П. м. они состоят почти из кварца. Количество последнего доходит до 95—97% в шлифе. Кварц раздроблен и представлен в виде мельчайших зерен с волнистым угасанием; редко среди кварцевой массы встречаются отдельные кристаллики выветрелого полевого шпата (плагиоклаза). Порода разбита трещинами, в которых и у которых она обогащена хлоритом. Однако, хлоритизация породы незначительна.

Порфириты. Участие этих пород в геологическом строении рудника повидимому широкое, только они сильно метаморфизованы динамическими процессами, так что они сходны с сильно хлоритизированными сланцами и всюду их оконтурить не представляется возможности. Макроскопически порфириты серовато-зеленого цвета сильно рассланцованны. Они нами выделены в виде островка около ствола шахты Компанейской. П. м. порода состоит из мелких лейстовидных кристалликов полевых шпатов (плагиоклазов). Кроме мелких зерен встречаются еще крупные порфировые зерна плагиоклазов. Отдельные из последних обнаруживают зональное строение. Большинство как крупных, так и мелких кристаллов плагиоклаза замещаются эпидотом и частично хлоритом. Отдельные образцы состоят сплошь из плагиоклазов и эпидота. Наблюдается превращение отдельных зерен плагиоклаза в эпидот как с внутри, так и с периферии их. Хлоритизация в сравнении с эпидотизацией довольно слаба и развита главным образом по трещинкам в породе. Окварцевание более слабое.

Плагиограниты. Из интрузивных пород в руднике встречены только плагиограниты и то только одна точка выхода около ствола шахты Коминтерна почти во всех горизонтах (64, 109, 124 м). Макроскопически эти породы менее рассланцованные, плотные. П. м. порода состоит из относительно хорошо сохранившихся кристаллов плагиоклаза. Согласно определению по углам угасания $\perp \gamma$ и $\perp \alpha$, последние отнесены к альбиту и альбит-олигоклазу. В шлифах наблюдается более отчетливое срастание зерен плагиоклаза по альбитовому закону. Кристаллы альбита встречаются как крупные, так и мелкие. Плагиоклазы, несмотря на относительно хорошую сохранность, все же замещаются эпидотом. Порода существенно обогащена эпидотом и карбонатами. Процессы как эпидотизации, так и карбонатизации довольно интенсивно протекают по трещинам, имеющимся в породе. В отдельных образцах значение карбонатизации существенное. Наблюдается также незначительная хлоритизация, но окварцевание и серицитизация почти отсутствуют.

Взаимоотношение вмещающих пород с рудными телами на горизонте 124 м таково: по лежащему боку рудного тела идут альбитофиры, которые по мере приближения к рудному телу интенсивнее рассланцовываются, серицитизируются частично и хлоритизируются, а непосредственно на контакте с рудой образуют каемочки синей, чаще белой, глины.

По висящему боку как на севере рудного тела, так и на юге руда контактирует с кварцево-серицитовыми сланцами с густой вкрапленностью. Кроме сланцев на юге имеются островки серицито-хлорито-карбонатных пород. Таким образом, кварцево-серицитовые сланцы имеют большее распространение по висящему, нежели по лежащему боку. Кроме того, в рудном теле участками в различных местах имеются включения хлорито-карбонато-плагиоклазовых пород (зеленые сланцы), имеющие с рудным телом одинаковые, а иногда разные элементы залегания (124 гор., орт. 2, 4).

Происхождение включенных в рудное тело пород приходится объяснить следующим образом: исходный материал, подвергшийся до оруденения тектоническим процессам в районе зеленокаменной полосы по всему Уралу, в частности по Красноуральскому району, был довольно разнородный, т. е. эта полоса включала в себе порфириды и туфы, альбитофиры, кварцевые порфиры и т. д. Естественно этот разнородный материал, вследствие различной степени сопротивляемости, по разному реагировал на действие тектонических явлений, в результате чего степень метаморфизма (раздробленности, рассланцованности) в каждой из этих разновидностей получилась неодинаковой. В результате динамометаморфизма, наряду с раздробленными, перемятыми участками, получились также участки относительно мало измененные и более плотные. Первые участки (раздробленные, ослабленные зоны) явились путями, по которым и внедрялись рудные гидротермы.

Восходящие гидротермы, поднимаясь по ослабленным зонам, встречали при своем пути также разнородный (по степени метаморфизма) материал, и безусловно степень воздействия гидротерм на эти разновидности выразилась также неодинаково. Там, где в результате тектонических воздействий были образованы ослабленные зоны, трещины (весьма вероятно, что не в виде зияющих трещин), гидротермы способны были полностью освоить и метасоматизировать их и образовать плотные колчеданы (это ясно доказывается на морфологии рудных тел в Красногвардейском руднике гор. 124 и 64 м, где имеется большое количество линз и линзочек, отделенных друг от друга либо вкрапленностью в кварцево-серицитовых сланцах, либо же зелеными сланцами). В других же участках оруденение ограничивается импрегнацией сульфидов с различной интенсивностью. Местами же рудные термы встречались участками, которых освоить (изменять) не было возможности. Таким образом остались среди линз плотного колчедана и также вкрапленных руд менее метаморфизированные участки в виде зеленых рассланцованных существенно хлоритовых сланцев.

Роль тектонических процессов после рудообразования в переработке имеющихся в рудном теле, в виде включения, пород безусловно не преобладающая. Проявление тектоники после рудообразования в руднике Красногвардейском в виде зеркал скольжения, зон раздроблений очень слабое.

Переходя к характеристике изменения боковых пород (серицитизации, хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации), необходимо разобрать хотя бы в предварительном виде: а) источники составных частей, давших обогащение боковых пород этими минералами, б) с какими процессами связаны эти изменения.

Микроскопически установлено, что альбитофиры и хлорит-карбонат-плагноклазовые породы несколько далее от рудного тела содержат большее количество эпидота, хлорита, карбонатов и, наоборот, вблизи рудного тела породы сильно серицитизированы и окварцованы; эпидотизация, карбонатизация и менее хлоритизация ближе к рудному телу затухают. С другой стороны, эпидотизации и карбонатизации подвергаются не только породы в районе рудников, но также и породы, находящиеся далеко от рудных участков, за счет либо полевых шпатов, либо же темных компонентов (пироксен, роговая обманка) в процессе динамометаморфизма. Эти факты дают нам основание связать эпидотизацию и карбонатизацию, частично хлоритизацию и серицитизацию с процессом динамометаморфизма. Основная же часть серицита и частично хлорита образовалась безусловно процессами рудоносных терм.

Мы не склонны думать, что каждый из этих процессов (динамо-гидато-пирометаморфизм) работает самостоятельно и без связи. Они в процессе проявления переплетаются, перекрывают и вызывают друг друга. Иногда довольно трудно разграничить эти процессы.

В данном конкретном случае, повидимому, имелся непрерывный переход от динамических к рудным (гидротермальным) процессам, что подтверждается наличием плейчатоности дооруденения, т. е. сульфиды в сланцах (вкрапленные руды) располагаются по плоскостям сланцеватости, и также наличием плейчатоности после оруденения (первой фазы). Но все же, относя те или иные изменения пород к различным процессам, подчеркиваем преобладающую роль последних.

Необходимо теперь установить источники тех элементов, которые входят в состав хлорита, эпидота и карбонатов, т. е. откуда берется такое большое количество (Mg) для хлорита, (Ca) для эпидота и карбонатов. На этот вопрос, соглашаясь с наличием в этом участке различных эффузивных пород (порфириды, их туфы и кварцевые порфириды и альбитофиры), мы уже ответили, что полевые шпаты при метаморфизме, при воздействии различных минералов (CaCO_3 , железистые минералы и др.), дают эпидот; также известно, что при определенных температурных условиях и условиях давления полевые шпаты целиком переходят в эпидот. В эпидот переходят также и пироксены, роговые

обманки и слюды. Химические анализы пород Красноуральских месторождений, по данным П. М. Замятина, содержат большое количество Са.

Что же касается образования хлоритов и источника Mg, известно, что вышеуказанные минералы (полевые шпаты, слюды, роговые обманки, авгиты) дают хлорит даже при невысоких температурных условиях, но при высоких давлениях в присутствии воды.

Образование же серицита в основном относится к гидратометаморфизму, связанному с процессами оруденения.

ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Красногвардейское месторождение вскрыто горными выработками до глубины 124 м несколькими горизонтами, горизонты 32 м, 64 м, 96 м, 109 и 124 м и разведано многочисленными буровыми скважинами. Максимальная глубина отдельных скважин, подsekших рудное тело, доходит до 400 м. По данным большинства скважин можно вывести, что месторождение более или менее детально разведано буровыми скважинами до глубины 250 м. Из всех горизонтов наибольшее количество выработок имеют горизонты 124 и 64 м. Не все горизонты были нам доступны, ибо выработки 32-го горизонта заложены полностью; горизонт 109 м был затоплен и в бытность нашу не эксплуатировался. Нами засняты в основном горизонты 124 и 64 м. (см. фиг. 1—3, табл. I—III).

Морфологически месторождение состоит из линзообразных тел, расположенных по двум зонам, находящимся очень близко друг от друга и притягивающимся в меридиональном направлении. П. М. Замятин насчитывает 3 линзы: 1) главная линза (западная, самая крупная), 2) юго-восточная и 3) северная, северо-восточная. Фактически материал из горных выработок не подтверждает представлений о рудном теле как о трех обособленных линзах. При разборе морфологии месторождения погоризонтно выясняется:

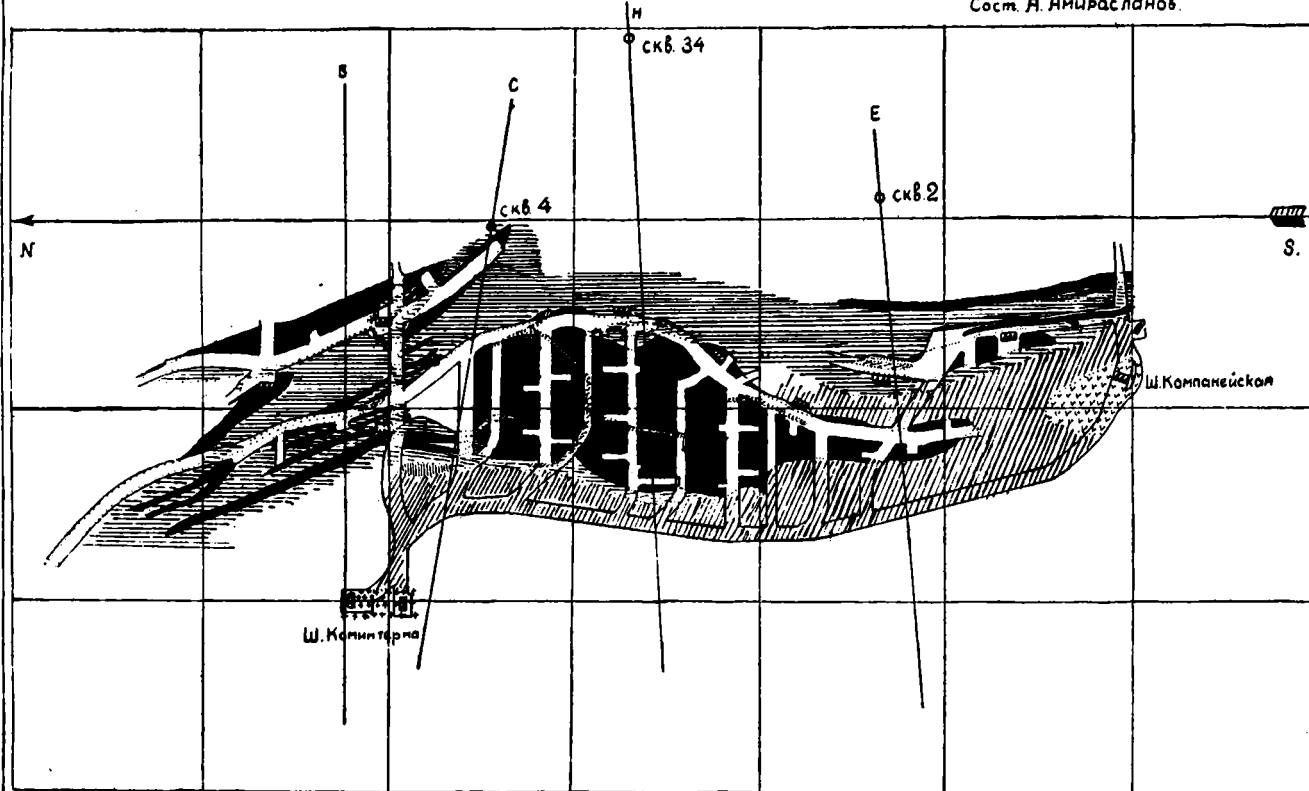
1. Рудное тело на горизонте 32 м не представлено 3 линзами, а представлено в виде вытянутых согласно простиранию вмещающих пород приблизительно в меридиональном направлении двух довольно неправильных тел с резким колебанием мощности от 1.5 до 17—18 м. Особенно резким колебанием в мощности и неправильности формы отличается рудное тело восточной полосы. Рудные полосы по концам своим расщепляются на отдельные тоненькие ветви; особенно это рельефно выявляется в северной части выклинивания. Западная полоса — это главная линза, а восточная полоса — где сливаются южная и северная линзы. Эти две полосы отделяются друг от друга кварцево-серицитовыми сланцами со слабой или участками интенсивной вкрапленностью сульфидов, главным образом пирита. Мощность этих сланцев, в которых сплошь встречаются прожилочки плотного колчедана, доходит от 2.5 до 5—7 м. Общая длина месторождения на этом горизонте доходит до 210 м.

КРАСНОГВАРДЕЙСКИЙ Р-К

ГОР. 64м

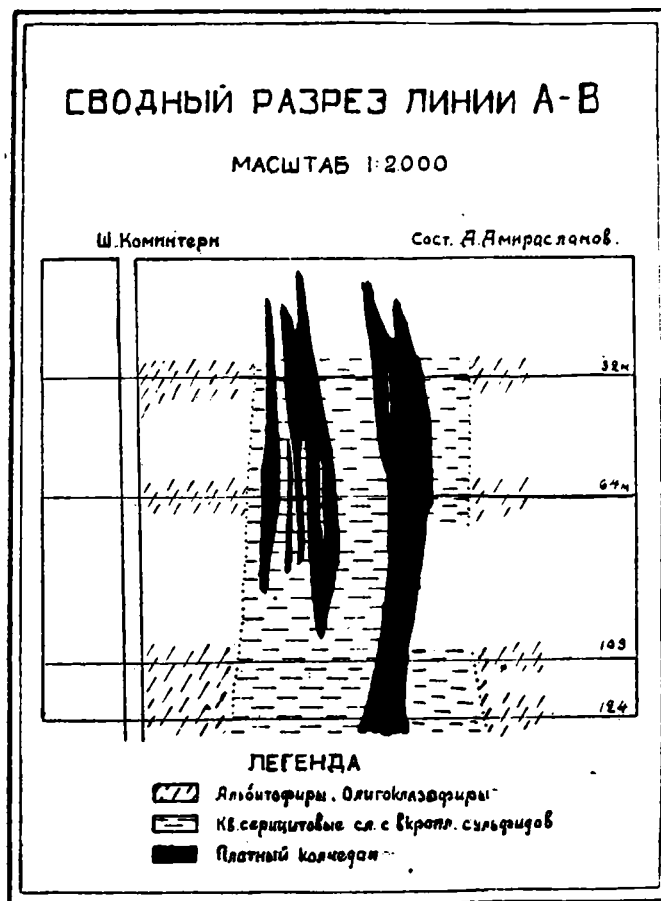
МАСШТАБ 1:2000

Сост. Я. Ямрасланов



Фиг. 1.

2. На горизонте 64 м эта картина изменяется, но немного, а именно: восточная полоса, которая представляла непрерывное рудное тело на горизонте 32 м, прерывается в средней своей части, переходя в этом участке в кварцево-серицитовые сланцы с густой импрегнацией сульфидов и оставляя только по концам как на севере, так и на юге до-

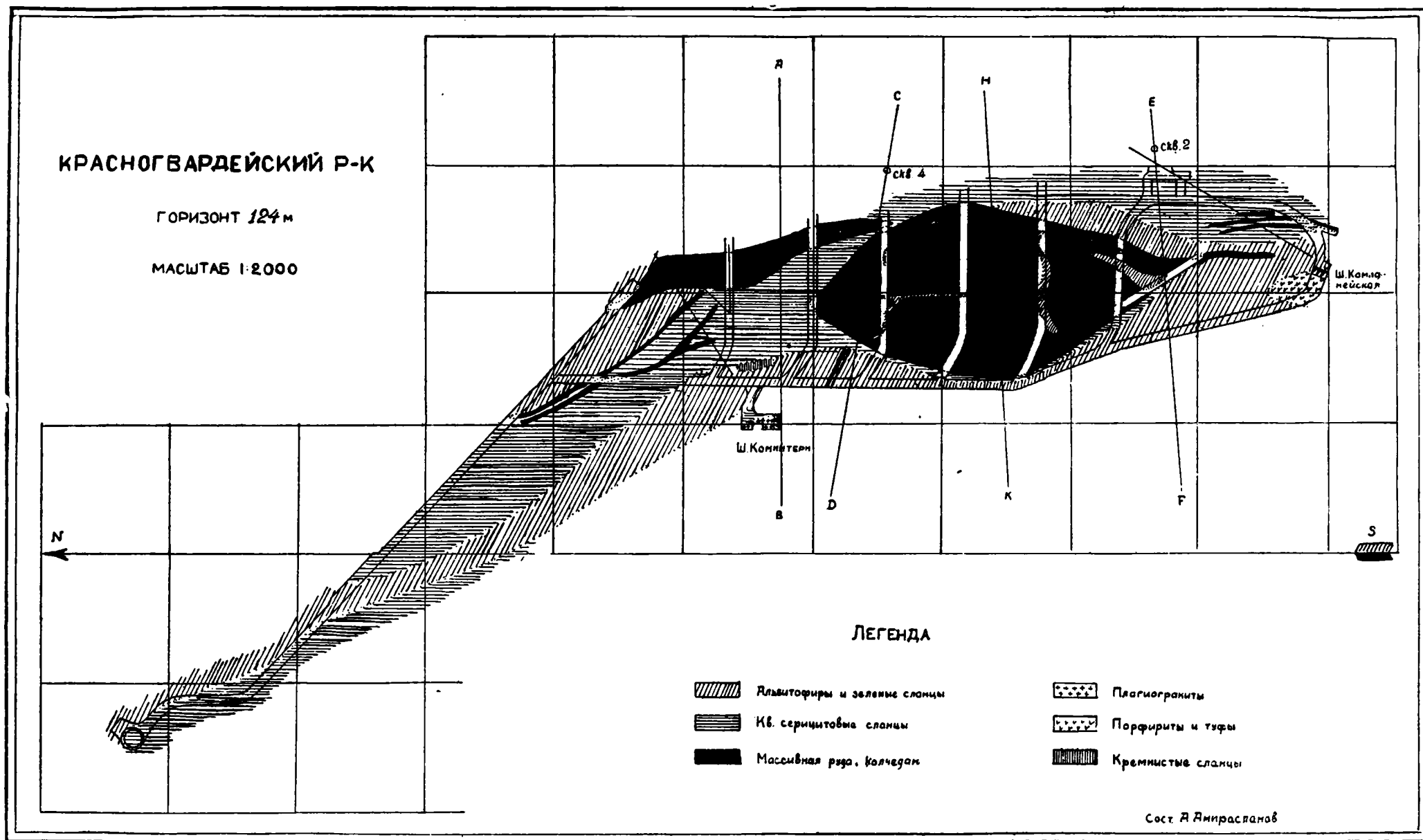


Фиг. 2.

вольно незначительные рудные тела. Эти последние, особенно северная линза, довольно тесно связаны с западной полосой. Западная же полоса почти не изменяется, но мощность ее увеличивается. Протяжение западной полосы на этом горизонте 240—250 м. Общее протяжение рудной зоны 350—380 м. Мощность западной полосы доходит до 50 м.

Характер выклинивания рудных тел на этом горизонте почти повторяет таковое на горизонте 32 м.

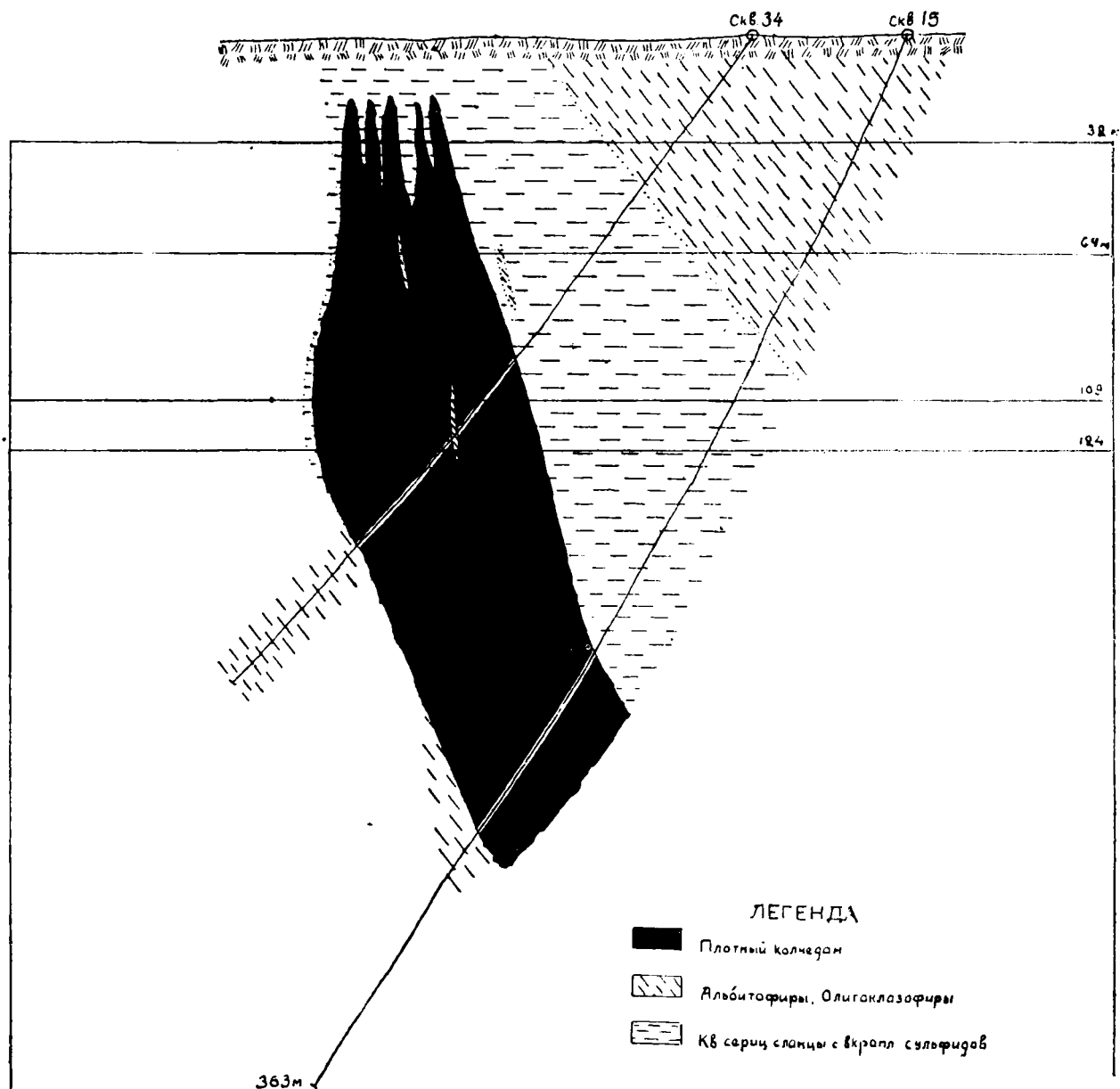
3. На горизонте 124 м восточная полоса совершенно изменяется. Оставшиеся на горизонте (64), на южном и северном участках полосы,



СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ЛИНИИ Н-К

МАСШТАБ 1:2000

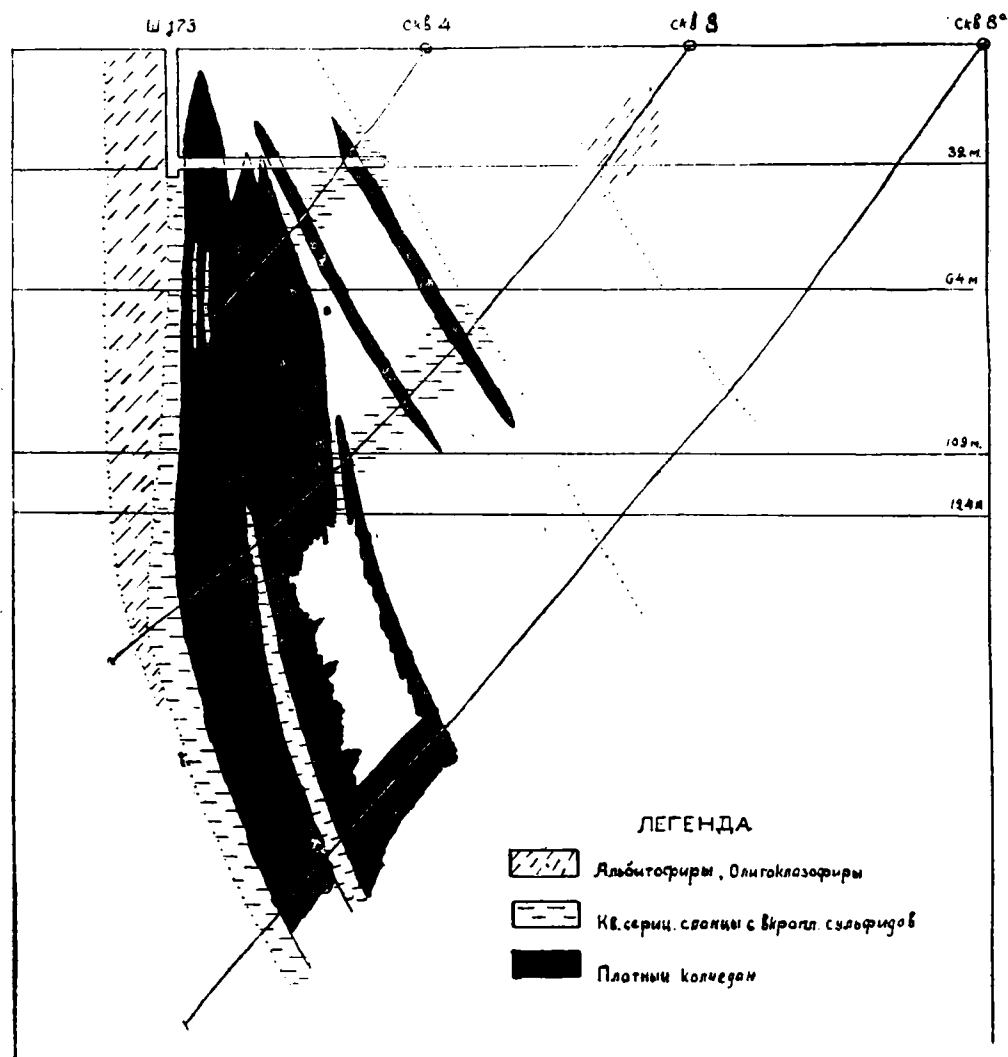
Сост. А. Амурславов.



СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ЛИНИИ C-D

МАСШТАБ 1:2000

Сост. Я. Я. Мирасланов



Фиг. 3.

рудные тела здесь претерпевают дальнейшее изменение. Южное рудное тело совсем выклинивается, оставляя в северной своей части густую вкрапленность кварцево-серицитовых сланцев и в южной части полосочки более плотного колчедана. Эти полосы колчедана, повидимому, еще тянутся и вглубь ниже 124 м в виду южного склонения месторождения. На северном конце полосы линзочка почти такова же, как и на горизонте 64 м (по морфологии и протяжению) и остается без всяких изменений.

Что же касается западной полосы, то резких изменений также не замечается, только рудное тело становится еще более мощным в средней части с некоторым сокращением по протяжению. Весь комплекс фактического материала ясно показывает, что мы имеем дело не с обособленными линзочками и линзами, а с целой зоной оруденения, в строении которой принимают участие как большая линза, так и линзочки от 5 до 60 см мощности. Таким образом и морфология Красногвардейского месторождения ярко подтверждает предположения о разнородности первоначального материала, подвергавшегося тектоническим процессам, давшим соответствующие вмещающие рудных тел не в виде разных или обособленных трещин (вместилищ), а в виде расслабленных перетертых, перемятых зон, иногда с включением плотных участков, мало измененных тектоническими процессами. Эти вмещающие своевременно воспринимали рудные гидротермы, местами полностью метасоматизируясь последними, местами же оставаясь неусвоенными участками между отдельными рудными полосами.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУД И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Руды по текстуре и по вещественному составу можно разделить на следующие разновидности:

По текстуре	По веществ. составу
1. Плотные руды	1. Руды главным образом медно-серноколчеданные
2. Раздробленные руды	2. Руды с большим количеством цинковой обманки
3. Вкрапленные руды	3. Руды с малым количеством Cu и Zn и с большим количеством пирита
4. Полосатые руды	

Минералогический состав руд следующий:

- | | |
|----------------|-------------|
| 1. Пирит | 7. Кварц |
| 2. Сфалерит | 8. Серицит |
| 3. Теннантит | 9. Хлорит |
| 4. Борнит | 10. Барит |
| 5. Халькопирит | 11. Галенит |
| 6. Ковеллин | |



Пирит как в виде крупных эвгидральных трещиноватых зерен, так и в виде мелких аллотриоморфных, распределенных иногда по всему шлифу, иногда же локализованных в отдельные участки сплошных зерен. Местами зерна пирита имеют полигональное очертание. Как правило, зерна пирита изъедены, корродированы, сплавлены кварцем, халькопиритом, редко халькозином и борнитом. Оплавление зерен пирита, особенно кварцем, доходит до такой степени, что в зернах последнего можно заметить эмульсии пирита. Все почти зерна пирита раздроблены и трещиноваты, причем трещины в строго определенном направлении, совпадающем с направлением сланцеватости руд. Эти трещины всегда заполнены кварцем, реже халькопиритом, халькозином, серицитом и еще реже хлоритом. Отдельные зерна пирита также сцементированы вышеуказанными минералами. Иногда пирит прорастает с кристаллами кварца, образуя петельчатую структуру.

Поверхность зерен пирита сильно ячеистая с сильной, реже слабой шагреновой поверхностью. Величина зерен пирита различна. Некоторые зерна в виде порфириковых выделений имеют величину от 0.3×0.3 , 0.45×0.4 до 1.00×1.00 , а редко до 4.00 мм, размер же мелких зерен доходит от 0.08 до 0.05, 0.01—0.03 мм и т. д.

По количеству пирит почти во всех шлифах занимает первое место и выражается в пределах от 45 до 90%, в среднем же выражается в 65—70% всего шлифа. Пирит в виде двух генераций; вторая генерация в виде гладких зерен, выделившихся позже кварца.

Халькопирит (CuFeS_2) встречается то в виде мелких аллотриоморфных зерен, связанных с кварцем и пиритом, то в виде эмульсий и в кварце, чаще в виде прожилочков от сотой доли миллиметра до 1.2—1.5 мм длины, местами довольно мощных ветвистых, напоминающих дендритовые образования. Иногда в ассоциации с кварцем, реже с серицитом, цементируются зерна пирита и заполняют трещины в пирите. Распределение халькопирита по шлифу не равномерное, в большинстве приурочено к крупным зернам пирита, встречается участками, или замещая пирит дает субграфическую структуру, располагается также отдельными полосами в шлифе. Редко встречается прорастание халькопирита и кварца в виде петельчатой структуры. Халькопирит связан со второй генерацией сфалерита и реже с серицитом. В отдельных шлифах халькопирит существенно замещается вторичными сульфидами, особенно ярко это замечается в образцах из горизонта 64; минералами, замещающими халькопирит, являются ковеллин, халькозин и борнит, давая характерную структуру, замещенную или сетчатую. Величина зерен халькопирита колеблется от 0.07—0.2—0.4 мм. По количеству халькопирит занимает от 2—15% всего шлифа, причем имеются редкие образцы, где количество его доходит до 30%. Среднее количество халькопирита можно принять равным 8—10%.

Сфалерит (Zns) встречается в виде двух генераций (шлиф № 170, гор. 64 м). Первая генерация более темная с изъеденной поверхностью

и, как правило, всегда предшествует халькопириту, вторая же генерация с гладкой поверхностью более светлого цвета всегда связана с халькопиритом и по времени образования повидимому с ними одновременная или даже немного позднее его. Сфалерит встречается в виде либо аллотриоморфных мелких зерен с халькопиритом и кварцем, либо в виде мелких эмульсиевидных выделений в зернах халькопирита. Чаще имеет форму широких прожилков, или в трещинах зерен пирита в виде сплошной полосы, либо же, наконец, в цементе между зернами пирита.

Сфалерит замещает пирит в виде сплошных полос, давая графическую структуру замещения; сам же замещается ковеллином и халькозином. По количеству хотя и занимает в отдельных шлифах до 3—15%, редко даже 25—30% (единичные образцы), но все же из просмотра ряда шлифов можно вывести, что в очень многих из них сфалерит или отсутствует, или же имеется в количестве, не превышающем 1—2%. Величина зерен от 0.4—0.6—1 мм.

Теннантит ($\text{Cu}_8\text{As}_2\text{S}_7$). Теннантит имеет довольно ограниченное распространение. Он встречен нами в виде аллотриоморфных мелких зерен лишь в нескольких шлифах. Зерна эти связаны большей частью минералами: халькопирит, сфалерит, кварц. Теннантит, вместе с халькопиритом, замещается ковеллином (шл. 233, гор. 64).

Борнит — встречается еще реже, чем теннантит, и обнаруживается в виде мелких зерен, которые замещают халькопирит и одновременно сами замещаются вторичными сульфидами, главным образом халькозином.

Из вторичных сульфидов в составе руд имеют большое распространение халькозин и ковеллин.

Вторичные сульфиды, как халькозин, так и ковеллин, на горизонтах как 124 м, так и 109 м, нами не встречены.

Халькозин, ковеллин. На горизонте 64 м распространение этих сульфидов также незначительное. Здесь наблюдаем, как в виде нитей и тонких прожилков эти сульфиды замещают халькопирит, борнит, цинковую обманку и также теннантит, образуя сетчатую структуру замещения. В свою очередь, ковеллин замещается халькозином. В шлифах наблюдаются довольно различные оттенки (по цвету) этих сульфидов; повидимому, кроме ковеллина и халькозина имеются промежуточные вторичные сульфиды, более неустойчивые. Это ярко подтверждается при сочетании в одном и том же месте халькозина, халькопирита и ковеллина, где ясно замечаются промежуточные стадии между ними. Наиболее широкое распространение имеют эти вторичные сульфиды на горизонте 32 м, где последние полностью заместили как халькопирит, так и сфалерит.

Из жильных минералов встречаются кварц, серицит, хлорит и барит. Самым распространенным из них является кварц, встречающийся в виде цементирующего материала зерен пирита и по прожилкам и трещинам в зернах последнего. Кварц существенно местами оплавляет пирит, оставляя эмульсию последнего. Кварц дает иногда прорастание с пиритом.

Относительное значение остальных жильных минералов очень ограниченное, особенно барита и хлорита.

Минералогический состав вкрапленных руд иначе называемых „перобоев“ почти аналогичный, как и в плотных рудах, но количественное соотношение отдельных компонентов иное. Например, количество халькопирита там довольно ограниченное, теннантит, сфалерит и борнит почти не встречаются или встречаются очень редко. Соответственно с этим удельный вес пирита и особенно жильных минералов, главным образом кварца, серицита и частично хлорита, увеличивается.

Ниже приводим анализ руды (в $\frac{0}{0}$), относящейся к серноколчеданному типу:

H ₂ O	0.25
SiO ₂	12.70
Al ₂ O ₃	4.72
Fe ₂ O ₃	2.56
BaO	0.12
Cu	1.76
Fe	36.17
S	41.25
SO ₃	0.45
Ti	следы
Pb	не обнаруж.
Bi	” ”
Ni	” ”
Co	” ”
Zn	” ”
P ₂ O ₅	” ”
CaO	” ”
Na ₂ O	” ”
K ₂ O	” ”
MgO	” ”
	99.98

В пересчете на минералы получим:

H ₂ O	0.25	} Силикатная часть
SiO ₂	12.70	
Al ₂ O ₃	4.72	
Fe ₂ O ₃	2.56	
BaSO ₄	0.18	
	20.41	
CuFeS ₂	5.07	} Рудная часть
FeS ₂	73.88	
SO ₃	0.39	
Fe ₂ O ₃	0.33	
	79.67	
Всего	100.08	

Этот образец все же является не типичным представителем третьей группы, и отсутствие цинка объясняется тем, что этот штуф руды просто не содержал цинковой обманки.

Структура руд довольно разнообразна; встречаются следующие структуры: а) полосчатая, б) грубополосчатая, в) зернистая, г) графическая, д) разрушенная, е) сетчатая (нитеобразная), ж) субграфическая. Преобладающими структурами являются полосчатые, грубополосчатые, зернистые и разрушенные. В полосчатых структурах полосы состоят из: чередующихся рядов крупных зерен пирита с мелкими его агрегатами, либо же полос, обогащенных сфалеритом, чередующимся с зернами пирита, и, наконец, обогащенных участков халькопирита с зернами пирита.

Последовательность выделения как рудных, так и жильных минералов представляется следующим образом: первым выделяется пирит, после которого следует кварц, затем идет выделение II генерации пирита, после которого I генерация сфалерита, далее выделяется теннантит, а затем одновременно с халькопиритом, может быть несколько позже или раньше его, выделяются II генерация сфалерита, затем борнит, халькозин, ковеллин; что же касается других жильных минералов, то довольно трудно выяснить их последовательность, но можно с уверенностью сказать, что серицит и хлорит выделяются позже халькопирита. Таким образом, последовательность можно выразить в следующем виде:

- | | |
|-----------|------------------|
| I генер. | { а) пирит |
| | { б) кварц |
| II генер. | { а) пирит |
| | { б) кварц |
| | { в) сфалерит |
| | { д) теннантит |
| | { е) халькопирит |
| | { ф) сфалерит |
| | борнит |
| | ковеллин |
| | халькозин |

Красногвардейское месторождение, по крайней мере до сих пор, считается объектом для добычи только меди, несмотря на то, что кроме меди содержание цинка участками настолько велико, что можно говорить о нем, как о полезном промышленном объекте. Распределение этих металлов по рудному телу как по простиранию, так и вкрест простирания не равномерное. В отдельных участках рудного тела соотношение этих металлов существенно различно. На основе материалов опробования рудное тело по содержанию халькопирита, сфалерита и пирита и их соотношению можно разделить на следующие участки:

а) — участки, богатые медью, где содержание $\text{Cu} > 7\%$ и с меньшим содержанием Zn , где $\text{Zn} < 1.5\%$;

в) — участки с содержанием $\text{Cu} < 5\%$, но с большим содержанием Zn , где Zn от 3 до 7% и даже в отдельных точках до $10\text{--}12\%$;

с) — участки с содержанием $\text{Cu} < 3\%$ и малым содержанием $\text{Zn} < 2\%$.

Во всех этих участках серный колчедан преобладает. Участок (а) как в горизонте 64 м, так и 124 м приурочен главным образом по висячему боку рудного тела по всему протяжению с тенденцией уменьшения количества меди к северному концу; кроме того, богатые медью участки имеются в виде островков в центральной части рудного тела (см. фиг. 4 и табл. IV).

Участок (б) опять-таки в этих двух горизонтах приурочен к южному концу главной рудной полосы, ближе к лежащему боку; кроме, конечно, отдельных богатых цинком точек.

Графика, составленная на основе плана опробования, по среднему распределению цинка и меди по простиранию рудного тела по всем трем горизонтам дает следующие показатели: содержание меди, начиная с южного конца рудного тела, от 1.45% на 124 м постепенно увеличивается и в 4-м орте (на том же горизонте) доходит до наибольшего среднего процента, до 4% . Затем снова постепенно к северу уменьшается до 1.08% . На горизонте 109 м максимальное среднее содержание меди доходит до 2.37% , немного севернее, чем на горизонте 124 м; на горизонте 64 м максимум содержания меди доходит до 3.45% , еще севернее, чем на горизонте 109 м.

Содержание же цинка своего максимума доходит на горизонтах 64 и 124 м в южном участке рудного тела, выражающемся от 1.64% (гор. 124 м) до 5.05% (гор. 64 м), постепенно к северу уменьшается, дойдя до $0.42\text{--}0.47\%$.

Распределение минералов по рудному телу главной линзы рисуется в следующем виде: медьсодержащие минералы, главным образом халькопирит, связанные с ними халькозин и ковеллин почти во всех горизонтах 32 м, 34 м, 109 м и 124 м в большом количестве приурочены ближе к висячему боку рудного тела. В концентрации же цинковых минералов, кроме южного участка главной рудной полосы, трудно наметить закономерность, хотя они вообще имеют тяготение к лежащему боку.

Выяснение этой закономерности распределения минералов по участкам рудного тела и также причины, вызвавшие это распределение, имеют существенный практический смысл. Классификация отдельных участков рудного тела по процентному содержанию тех или других металлов облегчит в большей степени сортировку руд с забоев, а тем самым и процессы обогащения.

Нам не удалось объяснить причины, вызвавшие концентрацию медьсодержащих минералов у висячего бока рудного тела, а цинксодержащих минералов у лежащего бока: эти причины могли быть выяснены, если были бы известны:

- а) — роль боковых пород в этой концентрации;
- б) — характер рудоносных гидротерм в момент образования месторождений;
- в) — роль температурных условий в момент поднятия гидротерм по трещинам.

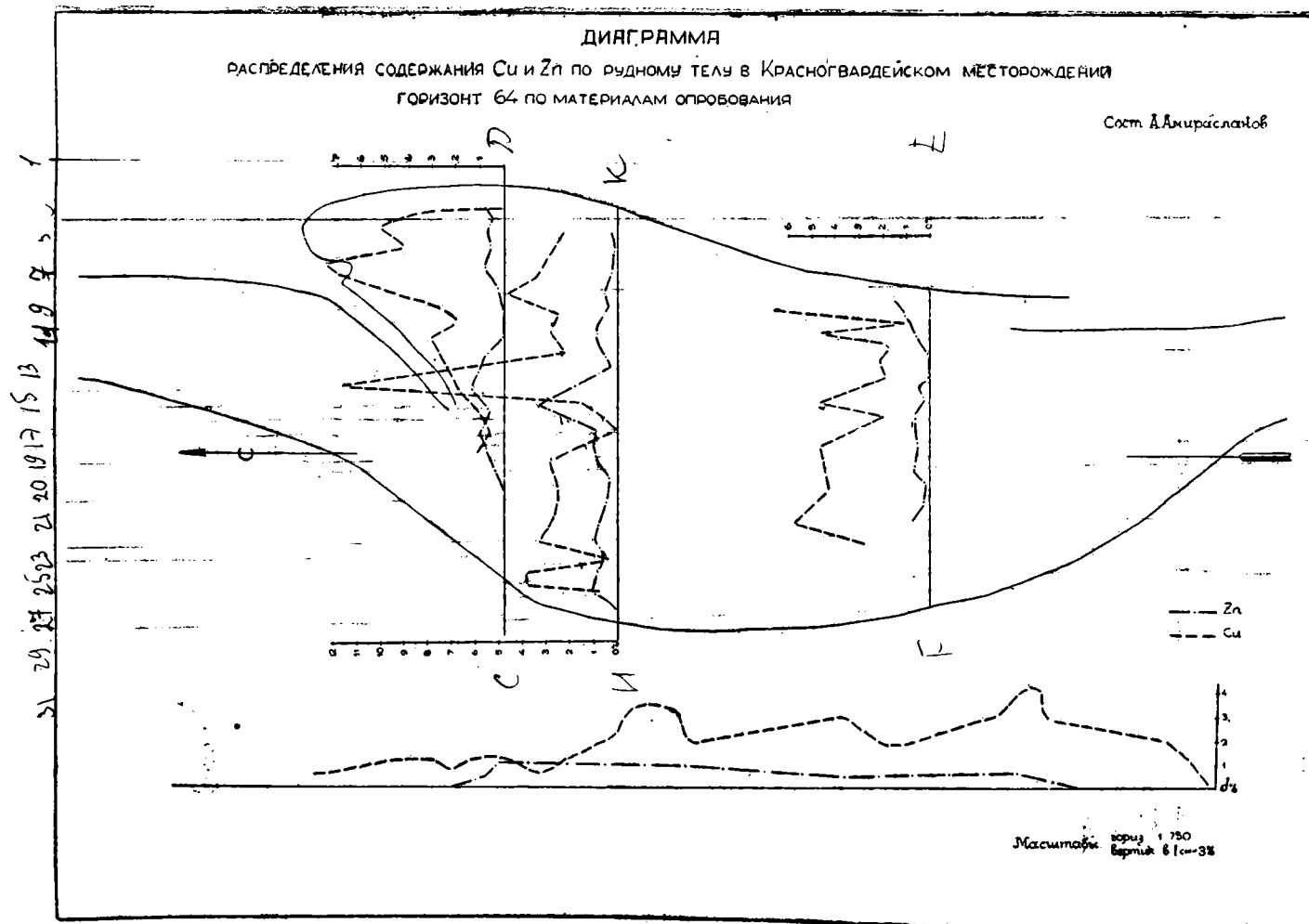
Исходя из температуры образования и халькопирита и сфалерита, все же можно установить некоторую горизонтальную зональность в их расположении. Повидимому гидротермы главной своей струей поднимались все же ближе к висячему боку. Значит ближе к висячему боку участок представлял центр поднимающихся гидротерм и имел большую температуру. Сфалерит, способный образоваться в более низких температурах в сравнении с халькопиритом, стремился либо в верхние участки, либо же по периферии. Таким образом большая часть сульфида цинка могла только образоваться несколько далее от центра струи гидротермов с высокой температурой, т. е. в лежащем боку месторождения. Медные же минералы (халькопирит и др.), наоборот, образовались при высокой температуре ближе к висячему боку месторождений. Наше предположение является схематическим и требующим опытных подтверждений.

Для выяснения этих весьма существенных как теоретических, так и практических вопросов требуется постановка углубленной исследовательской работы не только на основе материалов из Красногвардейского месторождения, но даже на данных всех других колчеданных месторождений Урала, ибо распределение минералов, содержащих медь и цинк, нами отмечено и для Дегтяринского месторождения, где также в основном намечается аналогия с Красногвардейским месторождением.

Вертикальная зональность в месторождении, обусловленная вторичными процессами, выражается в следующем.

Зона окисления, которая тянется до глубины 25 м в отдельных участках, представлена бурыми железняками охристо-красноватого цвета, большей частью рыхлого строения. Зоны полного и частичного выщелачивания развиты очень слабо (глубина 1.5 м), можно отметить, что почти отсутствуют. Участками бурые железняки непосредственно переходят в зону массивных руд, местами же имеются промежуточные прослои глинистого материала и рыхлой сыпучки между указанными зонами.

Зона сульфидного обогащения также очень широко развита. Наличие вторичных сульфидов нами при просмотре шлифов отмечено для руд горизонтов 64 и 32 м. В шлифах же с горизонтов 124 м и 109 м указанные вторичные сульфиды отсутствуют. В зоне сульфидного обогащения главным минералом является ковеллин, но также встречаются и халькозин и целый ряд промежуточных неустойчивых вторичных медных сульфидов. Наиболее ярко выражено вторичное обогащение на горизонте 32 м. Здесь вторичные сульфиды заместили полностью халькопирит и сфалерит, и руда имеет черный порошкообразный вид (благодаря наличию большого количества ковеллина). Наличие же вторичных сульфидов на горизонте



Фиг. 4.

64 м очень ограниченное. Интерполируя между горизонтами 64 м и 109 м, можно предположить, что граница зон сульфидного обогащения и первичных руд лежит между этими горизонтами и не превышает 60—70 м.

Поведение цинка и меди с глубиной в отношении количественного содержания не обнаруживает резких колебаний в сравнении с верхними горизонтами. Оба эти металла имеют тенденцию к постепенному уменьшению среднего содержания с глубиной. Если среднее содержание меди на горизонте 64 м было 2.6%, а цинка на том же горизонте 1.28%, то на горизонте 124 м общее среднее содержание меди по всему рудному телу = 1.85%, а цинка 0.97% (см. фиг. 5).

В заключение необходимо отметить перспективы Красногвардейского рудника.

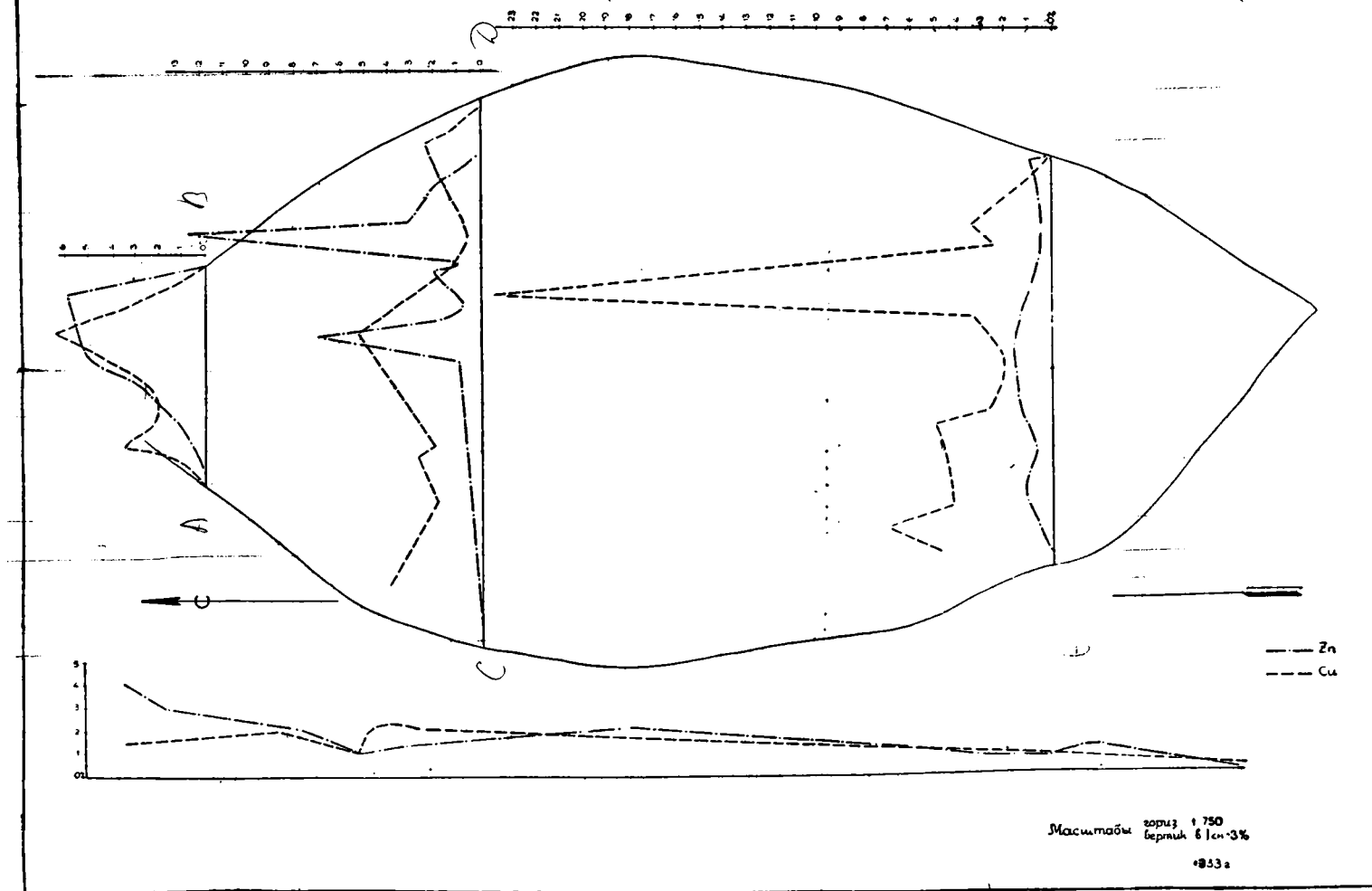
Согласно составленным разрезам по руднику, намечается некоторая закономерность в поведении рудных тел с глубиной. По данным разрезов в южной части рудника E—F и северной части АВ выясняется, что рудные тела, особенно главная зона с глубиной 140—160 м выклиниваются. С другой стороны, разрезы в средней части рудного CD ближе к северному концу H—K к южному концу показывают, что рудные тела (главная зона) протягиваются еще далеко вглубь с очень незначительным уменьшением мощности. Если на горизонте 124 м по сечению, где проходит разрез H—K, рудное тело имеет мощность до 65 м, то по тому же сечению, по данным скв. № 15 на глубине 220 м рудное тело имеет 50—55 м мощности. По другому сечению CD скв. № 8 обнаруживает приблизительно на той же глубине почти такую же мощность — 65 м. Таким образом эти разрезы показывают, что рудное тело в Красногвардейском месторождении с глубиной как к северу, так и к югу выклинивается, а в средней части оно продолжается, приближаясь в отношении морфологии к столбообразному телу, в соответствии с чем дальнейшие разведочные работы, особенно буровые, должны быть приспособлены к морфологическим особенностям рудных тел.

При разведочных работах необходимо также учесть своеобразие морфологии рудных полос и держать установку не на отдельные обособленные рудные линзы, а на целые полосы, где, повидимому, выявится (как это показывает Красногвардейское месторождение) целый ряд оруденелых зон. И, наконец, необходимо будет разработать вопрос об извлечении цинка из тех участков рудного тела, где сфалерит играет существенную роль по количеству. Но для правильного понимания всех этих вопросов наиважнейшей задачей является правильная постановка повседневного детального изучения рудников.

ДИАГРАММА

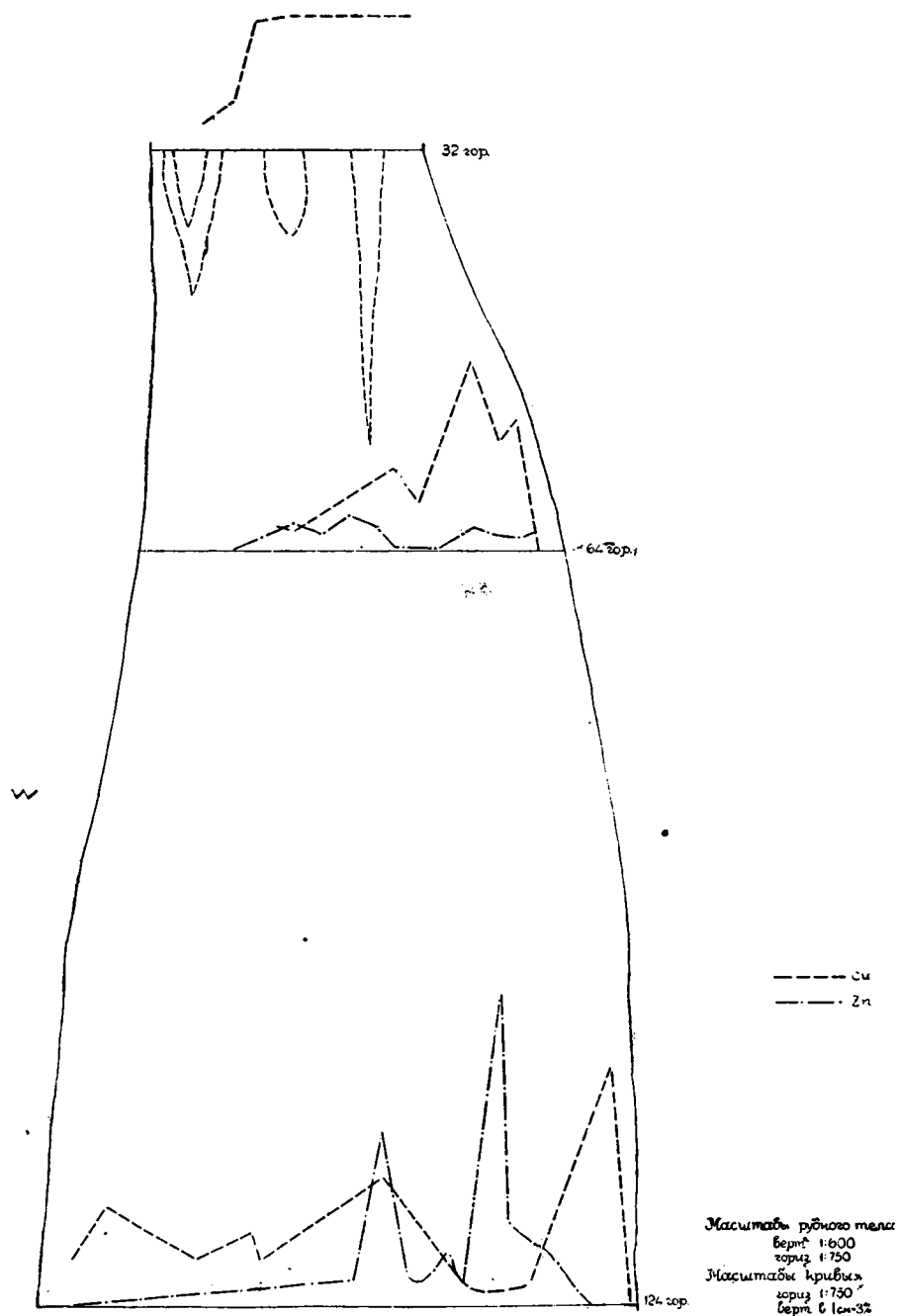
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ Cu и Zn по рудному телу в Красногвардейском месторождении
горизонт 124 по материалам опробования

Сост. А. Амурсланов



ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ РУДНОГО ТЕЛА, С КРИВЫМИ % СОДЕРЖАНИЯ Cu и Zn по
КРАСНОГВАРДЕЙСКОМУ РУДНИКУ

«ост. А. Амирасланов»



1933»

Фиг. 5.

А. АМИРАСЛАНОВ

ЛЕВИХИНСКАЯ ГРУППА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА УРАЛЕ

A. AMIRASLANOV

DIE LEWICHA-GRUPPE DER PYRITLAGERSTÄTTEN IM URAL

Эта группа колчеданных месторождений входит в состав месторождений Калатинского комбината, находится в 35 км на северо-запад от г. Калаты и связана с последним узкоколейной железнодорожной веткой. Эта группа месторождений, а равно и месторождения Карпушиха (в 15 км южнее Левихи) и III Интернационала расположены на западной полосе зеленокаменной толщи Среднего Урала. Зеленокаменная полоса в районе Левихинского рудного поля доходит до 1.6 км ширины и состоит из порфириров, туфов, альбитофиров (кератофиров), существенно рассланцованных и переходящих участками в кварцево-серицитовые, иногда кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, а также роговики. Последние сланцы тянутся в меридиональном направлении отдельными островками (участками) на расстоянии 2.5—3 км, располагаясь главным образом по двум зонам, приуроченным к краевым частям зеленокаменной толщи как с востока, так и с запада. Редко где наблюдаются островки сланцев, расположенных по всей толще эффузивных пород с востока на запад. Линзочки (островки) кварцево-серицитовых сланцев по всему протяжению рудного поля имеют различную мощность в большинстве хотя и с перерывами, но все же служат продолжением друг друга: только в пределах рудников Левиха I и II по шурфовочным линиям 6 и 5 эти линзочки разветвляются на отдельные ветки почти по всей толще эффузивных пород.

В состав комплекса эффузивных пород входят порфириды, туфы, альбитофиры. Эти породы местами настолько постепенно переходят друг в друга, а вещественный состав в результате метаморфизма так существенно у них сходен, что границы, установленные для них на карте на основе как полевых данных, также и микроскопических, не освещают правильную картину распространения каждой из этих пород в отдельности на площади рудного поля.

По данным карты, составленной А. В. Ефимовым и Д. Ф. Мурашевым¹ — в масштабе 1 : 25 000, значение профиритов и кварцево-хлоритовых сланцев на южном участке рудного поля южнее речки Левихи в пределах рудников Левиха IV, XII и V более велико, чем альбитофиров; в средней части рудного поля от поперечной шурфовочной линии 7, севернее речки Левиха от рудников Левиха II и IX включительно и шурфовочной линии № 6 площадь распространения порфиритов почти равна площади альбитофиров согласно той же карты; севернее же рудника Левиха II альбитофиры на немного преобладают над порфиритами и туфами. Кроме широко распространенных полевошпатовых порфиритов в этом рудном поле имеются отдельные дайки пироксенового порфирита. Последние по возрасту являются более поздними и прорезают почти все вышеуказанные породы. Наблюдается некоторая закономерность в расположении выходов этих порфиритов. Они всюду встречаются на сильно серицитизированных участках и расположены главным образом в двух зонах как на западе, так и на востоке, т. е. в участках, где намечаются тектонические зоны. Вся эта толща эффузивных пород с запада находится в контакте с массивом плагιοгранита, тянущимся вдоль свиты с севера на юг.

По данным же съемки геолога Асташенко под руководством проф. Е. А. Кузнецова мы имеем следующее соотношение в распространении профиритов, туфов — с одной стороны, и альбитофиров (кератофиров), с другой. Альбитофиры, кварцевые порфиры, кератофиры в сравнении с порфиритами имеют очень большое распространение. Порфириты в виде островков появляются среди альбитофиров. На карте геолога Асташенко даже не дифференцированы порфириты двух возрастов и разного состава плагиоклазовые порфириты и авгитовые порфириты; также нет указаний на распространение хлоритовых сланцев.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

(По данным подземной съемки рудников, проведенной автором в 1931 г.)

Порфириты макроскопически представляют тонкозернистые рассланцованные темнозеленоватого цвета породы с большим количеством миндалин, заполненных то светлозелеными игольчатыми кристаллами эпидота, то белыми зернами вторичного кварца. При большей степени выветривания цвет эпидота меняется до темнокоричневого. Участками или по плоскостям сланцеватости видна лимонитизация вкрапленности пирита. С поверхности выветривания в порфиритах образуется тонкая корочка серовато-зеленого цвета со слабым шелковистым блеском.

¹ Месторождение медистых колчеданов района Левиха. Отдельный оттиск из т. XLVII, № 3. Изв. Геол. Ком., 1928 г.

П. м. порфириты имеют следующий минералогический состав:

1. Кварц	5. Серицит	9. Рудный минерал
2. Полевой шпат	6. Флюорит	10. Стекло
3. Эпидот	7. Титанит	11. Барит
4. Хлорит	8. Рутил	

Основная масса порфиров состоит из микролитов плагиоклаза, ориентированных большей частью в определенном направлении в виде флюидальных потоков; иногда же эти микролиты очень беспорядочно спутаны в основной массе. Среди микролитов участками встречаются стекловатые скопления, иногда имеющие шаровидную форму. В большинстве шлифов можно наблюдать, как микролиты основной массы хлоритизированы, эпидотизированы, местами замещаясь до такой степени, что сохранились только контуры микролитов. По углам угасания в отношении удлинения последние относятся к основным плагиоклазам, главным образом андезину, реже основному олигоклазу. Среди микролитов имеются отдельные скопления зерен, относящиеся к альбиту, которые ассоциируются с зернами кварца; как альбит, так и зерна кварца являются вторичными.

Среди этой тонкозернистой микролитовой основной массы (правда, не во всех шлифах) встречаются немногочисленные сравнительно мелкие порфировые выделения плагиоклазов, которые в сравнении с основной массой довольно слабо хлоритизированы и эпидотизированы. В отдельных шлифах (шлиф 23/72)¹ порфировые выделения сильно раздроблены и замещены эпидотом с вростками хлорита и кварца. Судя по максимальным углам угасания в разрезах, $\perp$ к 010 = — 27° до — 35°, эти порфировые выделения принадлежат лабрадору.

Среди основной массы встречаются отдельные участки, имеющие форму порфировых выделений, нацело замещенных эпидотом, хлоритом и кварцем. Остатки полевых шпатов в этих участках не наблюдаются и поэтому они и представляют вероятно порфировые выделения, некогда состоящие из темноцветных минералов, впоследствии замещенных полностью вторичными минералами. Серицит неравномерно распространяется по породе. Как правило, во всех шлифах наблюдается слабая серицитизация, ассоциирующаяся с хлоритизацией породы; в этом случае можно представить, что серицит развивается из составных частей породы при динамометаморфизме. С другой стороны, в отдельных образцах, особенно сильно рассланцованных, интенсивная серицитизация локализована в отдельных участках, а именно, где имеются прожилочки кварца. Этот вид образования есть уже результат послевулканических воздействий интрузива на метаморфизованные породы, в частности порфириты, где термы имели как силикатный, так и щелочной состав.

¹ Числитель № шлифа, а знаменатель показывает глубину горизонта в метрах.

Во всех почти шлифах в том или ином количестве участвуют рудные минералы — пирит, халькопирит, цинковая обманка. Вокруг них венчиками располагаются зерна кварца и хлорита. Кварц особенно сильно раздроблен, раздавлен и удлинён в определенном направлении. Структура порфиров главным образом андезитовая, флюидальная, в отдельных случаях микропорфировая.

Туфы. В подземных выработках не представляется возможности разграничить площади распространения туфов от порфиров. Они макроскопически представлены рассланцованными темнозелеными породами, шаровидной и брекчиевидной структуры.

П. м. они имеют сильно сланцеватое строение. Основная масса их состоит из шаровидных скоплений — вулканического стекла. Порода сильно окварцована, зерна кварца образуют друг с другом зубчатые срастания. Серицит так же, как и в порфиритах, ассоциируется больше там, где имеются прожилочки кварца. Эпидотизация, так же, как и хлоритизация, преобладает в отдельных шлифах. Туфы также в достаточной степени обогащены рудными минералами, имеющими иногда большое распространение.

Большинство просмотренных нами шлифов из подземных выработок Левиха IX (гор. 72 м, 32 м и разреза) относится к порфиритам и туфам, сильно обогащенным вторичным альбитом. Альбитофиры очень мало. Таким образом вмещающие рудные тела породы относятся к порфиритам, туфам, кварцево-серицитовым сланцам, кварцево-хлорито-серититовым сланцам с весьма органичным количеством рассланцованных альбитофинов.

Хотя, судя по описанию кернов всех проведенных по этому месторождению скважин, альбитофиры играют существенную роль в смысле их распространения. Исследование фактического материала дает нам основание сомневаться в столь большом распространении альбитофинов в этом рудном поле, вопреки тому, что указано на геологических картах. Еще более вводит геологов в заблуждение то положение, что все члены эффузивной серии подверглись слишком сильной альбитизации, так что отдельными участками даже основные эффузивы (порфиры и туфы), обогащаясь вторичным альбитом, превратились в альбитофиры, что сильно затрудняет расчленение и распознавание последних. На эту трудность довольно справедливо также указывают Ефремов и Каминская.¹ Мне думается, после детального и критического изучения петрографии Калатинского района, как западного, так и восточного участка зеленокаменной полосы, площади распространения настоящих альбитофинов сильно сократятся за счет более основных эффузивов: олигоклазофинов, порфиров и туфов, сильно обогащенных вторичными альбитами.

¹ Колчеданные месторождения западной полосы Калатинского района на Урале. Гос. Научн.-Техн. издат., 1931 г.

Кварцево-хлорито-серицитовые сланцы

Макроскопически они рассланцованные, зеленоватые со светлым оттенком, с шелковистым блеском породы. Все они импрегнированы сульфидами только в разных местах с различной интенсивностью.

П. м. основная масса их состоит в большей степени из листочков хлорита, которые являются результатом замещения микролитов плагиоклазов. В шлифе 70/72 кое-где в основной массе микролиты уцелели от замещения хлоритами. С последними всегда ассоциирует эпидот. Последний по количеству играет существенную роль.

Здесь также намечается ассоциация серицита и кварца. Вокруг рудных минералов наблюдается сильная перекристаллизация минеральных веществ. В основной массе наблюдаются стекловатые участки. Таким образом и реликтовая структура и вещественный состав: максимальное развитие эпидота, хлорита, наличие стекловатых участков в основной массе приводят нас к выводу, что эти сланцы образованы в основном процессами динамометаморфизма из тех же первичных порфиров и туфов, о которых шла речь выше.

Кварцево-серицитовые сланцы

Макроскопически они совершенно белые, тонкосланцеватые с шелковистым блеском вследствие наличия большого количества серицита, слегка каолинизированные породы. Вследствие того, что они являются породами, почти всегда вмещающими рудное тело, они относительно сильно импрегнированы сульфидами. Окисление последних в более устойчивые соединения железа придает иногда этим сланцам розовато-железистый цвет, почти до желтого.

П. м. они состоят из тончайших чешуек серицита, расположенных очень беспорядочно, выросшими иногда в зерна кварца. Основная масса сильно окварцована. Прожилки и зерна кварца по количеству играют существенную роль и цементируют отдельные обломки сланцев. С серицитом ассоциируют иголки рутила. Порода очень сильно импрегнирована сульфидами: пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Зерна кварца иногда в виде венчиков располагаются вокруг рудных минералов. Хлорит и эпидот распространены в очень ограниченном количестве; последний почти отсутствует. Структура этих сланцев в большинстве обломочная: брекчиевидная и сланцеватая.

Альбитофиры. Порода макроскопически серовато-зеленоватого цвета, сильно рассланцованная, участками с большим количеством импрегнаций сульфидов.

П. м. имеет состав почти тот же, что и порфиры и кварцево-серицитовые сланцы. Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза, имеющих правильную удлиненную форму, но имеются

и зерна ксенолитной формы. Микролиты основной массы сильно хлоритизированы, местами полностью замещены последними, чаще однако хлорит расположен в виде прожилочков, повидимому, по сланцеватости породы. Иногда хлорит локализован в отдельных участках в виде крупных зерен с правильными очертаниями, представляющих замещение порфировых выделений. Серицитизация развита довольно слабо, зато очень сильно развита каолинизация. Судя по углам угасания на разрезах $\perp \alpha$ и $\perp \gamma$, порфировые выделения принадлежат альбит-олигоклазу. Оптический характер их положительный. Угасание микролитов Hr' по отношению к удлинению $+14^\circ$, что также дает основание отнести их к альбиту и альбит-олигоклазу. Определение плагиоклаза из шлифа 255 из разреза на Федоровском столике дает следующие результаты:

Закон срастания: маннебах-периклиновый $\frac{010}{100}$
 Процент содержания $\text{An} = 23$
 Угол между осями $2V = -88^\circ$

Таким образом это определение также показывает, что даже альбитофиры относятся к плагиоклазовым порфирирам, олигоклазофирам.

Титанит и эпидот встречаются в породе в достаточном количестве в виде цепочкообразных прожилочков. Структура их главным образом порфировая.

Из интрузивных пород в пределах рудников были встречены пироксеновые порфириды: главным образом авгитовые порфириды. Эти интрузивные породы, являясь самыми молодыми по отношению всех вышеописанных пород, выявляются в виде дайки почти во всех рудниках рудного поля — Левихи III, II, IX, IV, V, X, XI, I, XII — и всюду дают с рудными телами довольно резкий контакт. Повидимому, являясь последним членом интрузива, они в очень слабой степени подверглись метаморфизму и оказались трудно поддающимися освоению со стороны рудных гидротермов, как это имеет место для кварцево-серицитовых сланцев. Макроскопически порфирит от среднезернистого до крупнозернистого с порфировыми выделениями авгита; имеются включения эпидота и кварца.

П. м. основная масса состоит из беспорядочно расположенных агрегатов серицита, цоизита, хлорита и эпидота. Среди основной массы имеем хорошо образованные, слегка корродированные кристаллы авгита. Эти порфириды пересекаются прожилками кварца и эпидота. Встречены нами эти порфириды в руднике Левиха IX на горизонте 72 м в конце кварцлага от шахты № 6 и на горизонте 32-м в шорах западной линзы, в южной части их.

ТЕКТОНИКА РУДНОГО ПОЛЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЗМА
ЭФфуЗИВНОЙ ТОЛЩИ

Тектоника рудного поля находится в связи с общей тектоникой зеленокаменной полосы Среднего Урала. При детальном изучении рудно-геологического материала всех колчеданных месторождений на Урале выясняется, что в процессе динамических явлений все участки наиболее податливые, слабые (а таковыми являлась эффузивная толща зеленокаменной свиты) подверглись до процессов оруденения разрывам, перемещениям, перемятиям и раздавливаниям.

Одной из таких тектонических трещин, гипотетически установленной Е. А. Кузнецовым и Е. Е. Захаровым,¹ ныне же подтвержденной дальнейшими работами московской группы геологов, работающих на Урале, является тектоническая трещина, имеющая северо-западное простирание, проходящая через месторождение Дегтяринское и тянущаяся на громадное расстояние как на северо-запад, так и на юго-восток от этого месторождения. Эта тектоническая трещина как по простиранию, так и на глубину имеет большие размеры. На основе изучения фактического материала по рудникам Калатинского комбината выясняется, что северо-восточнее от вышеописанной тектонической трещины благодаря наличию также более податливых участков образовался либо одновременно, либо несколько позднее вышеуказанной Дегтяринской трещины ряд раздробленных зон. Эти зоны расположены веерообразно по всяческому боку Дегтяринской трещины и имеют отличные простирания от последней. Самая западная тектоническая зона, на которой расположены месторождения Карпушиха, все Левихи, III интернационал, имеет почти меридиональное простирание. Далее к востоку, уже в зоне месторождений Калата и Пышминско-Ключевской зоне простирание меняется в сторону северо-восточного (см. фиг. 1).

Чем восточнее от главной трещины, тем протяжение и амплитуда тектонических явлений становятся все незначительнее и повидимому постепенно к востоку затухают.

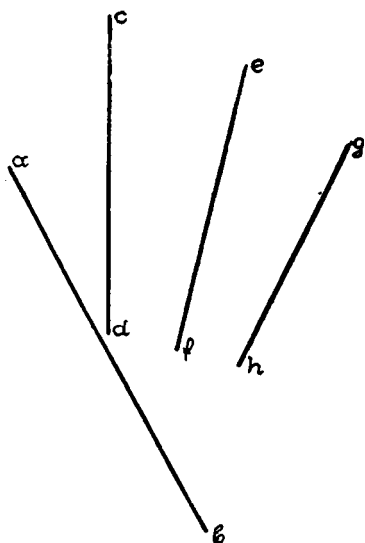
Необходимо отметить, что каждую из указанных тектонических зон в отдельности приходится рассматривать не как простые, одинаковые ровные, зияющие трещины, а как сложные зоны перемятия, раздробления, расслабления, скученные в одном участке, иногда идущие параллельно друг другу или кулисообразно отступая друг за другом (Калатинская зона), с пережимами и т. д. и т. п. Все это безусловно зависело от исходного материала зеленокаменной толщи, ибо каждый член последнего своеобразно реагировал на динамические процессы.

Необходимо отметить, что в участках с наличием мощной эффузивной толщи выявляется ряд зон расслаблений и наоборот, на участках,

¹ Бюлл. Моск. Общ. испыт. прир. за 1926 г.

где зеленокаменная толща маломощна, наблюдаются локализация и сученность тектонических трещин, в большинстве с ответвлениями, как, например, Дегтяринская тектоническая зона и тектоническая зона Соймоновской долины.

Как указано выше, месторождения Левиха, Карпушиха и III интернационал расположены на одной тектонической зоне. В частности, на Левихинском рудном поле намечается ряд параллельных, тянущихся в меридиональном направлении, тектонических зон вследствие доста-



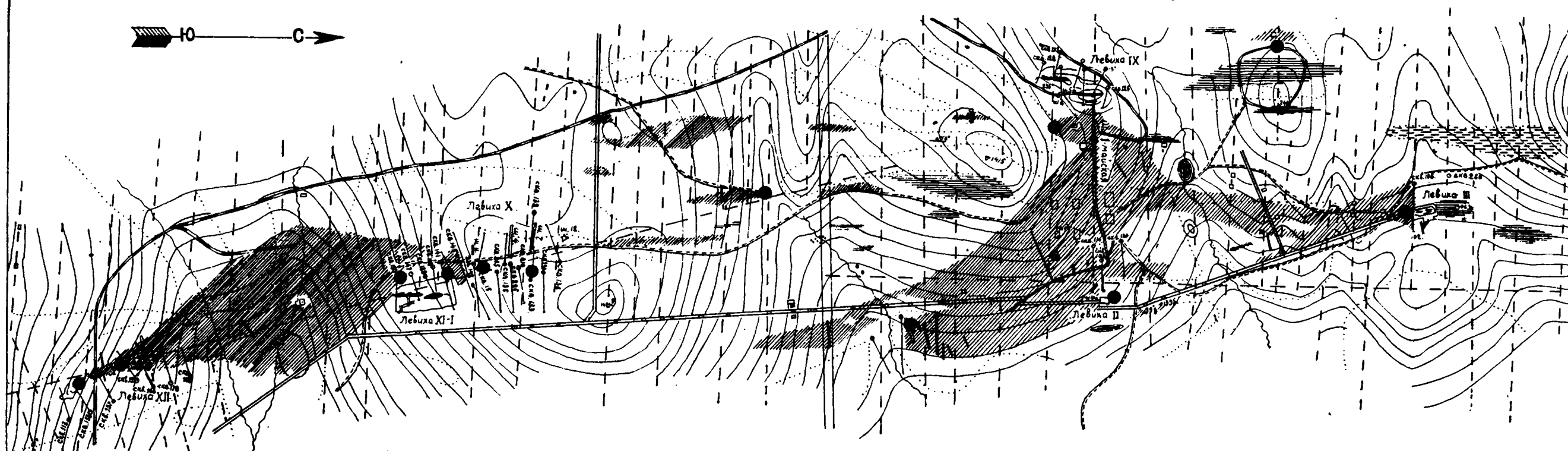
- ab — главная Дегтяринская тектоническая зона.
- cd — зона, на которой расположены м-ния Карпушиха, Левиха и III интернационал.
- ef — Калатинская тектоническая зона.
- gh — Пышминско-Ключевская тектоническая зона.

Фиг. 1.

точной мощности зеленокаменной толщи. Исходный материал, подвергшийся динамометаморфизму, по нашему мнению, представлен главным образом основными эффузивами, порфиритами, их туфами, и в малой степени альбитофирами, как это выясняется из петрографического изучения пород района рудников. Под влиянием динамических процессов эти эффузивные породы перекристаллизовались, существенно изменяя свой состав в отдельных участках. Плагноклазы порфиритов и туфов теряли в значительной степени окись кальция, соскюритизировались и эпидотизировались; темные компоненты, роговые обманки, главным образом пироксены теряли окись магния при образовании хлорита. Эта потеря Са и Mg в отдельных случаях имела такой размах, что плагноклазы теряли свою основность, превращаясь в более кислые разновидности вплоть до альбитов; пироксены и другие темные компоненты полностью замещались вторичными минералами, не оставляя никаких следов в породе, как это уже констатировано нами при описании порфиритов. Думается, что большинство альбитофировых участков образовалось указанными процессами. Это подтверждается еще теми фактами, что альбитизации

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЛЕВИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

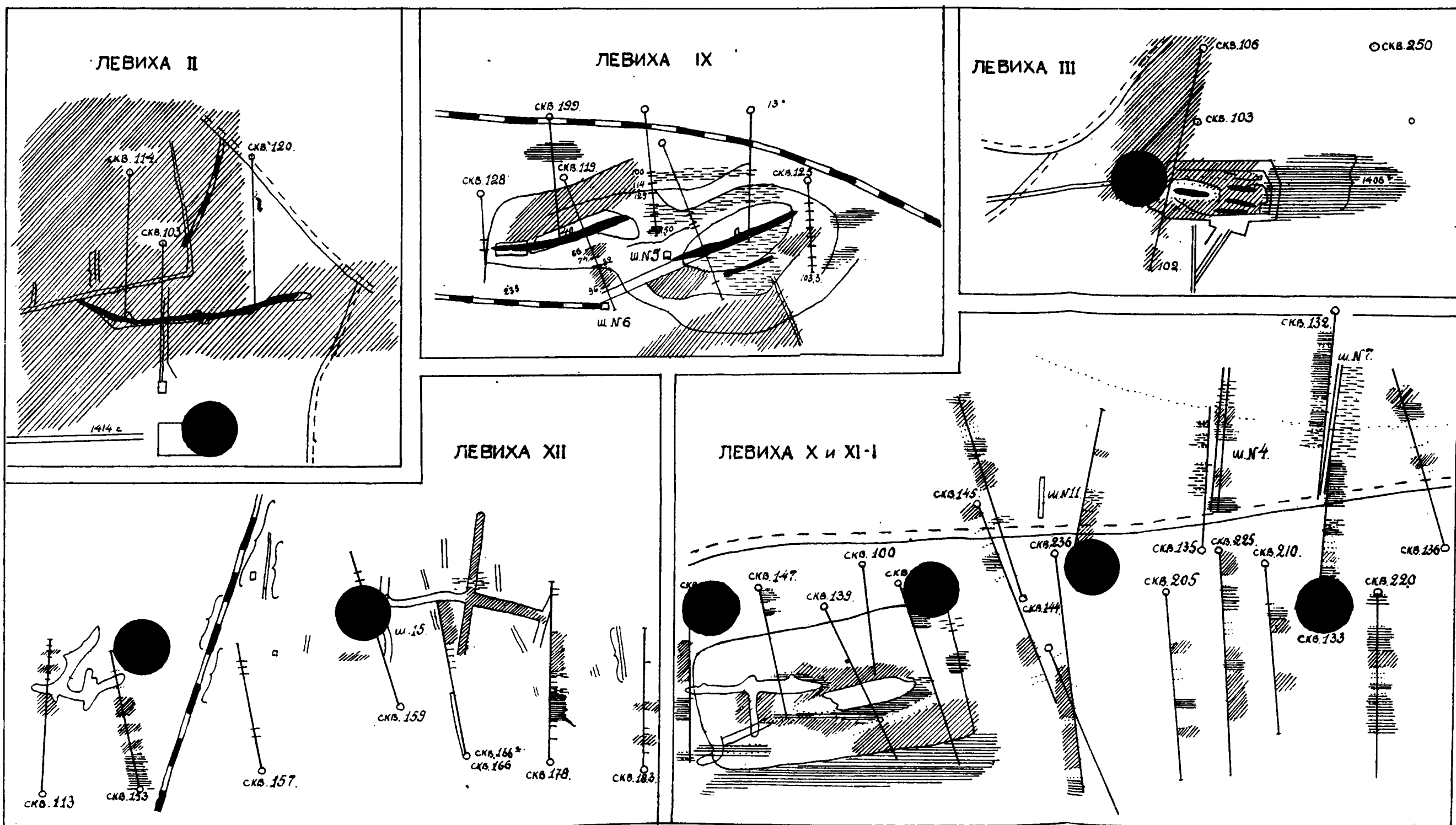
МАСШТАБ 1:10000



ЛЕГЕНДА

- | | | | |
|--|--------------------|--|----------------------------------|
| | Кв. кератофиты. | | Альбитофиты, ортоклазиты и туфы. |
| | Хлоритовые сланцы. | | Рудные тела. |
| | Кв. сериц. сланцы. | | Структурные линии. |

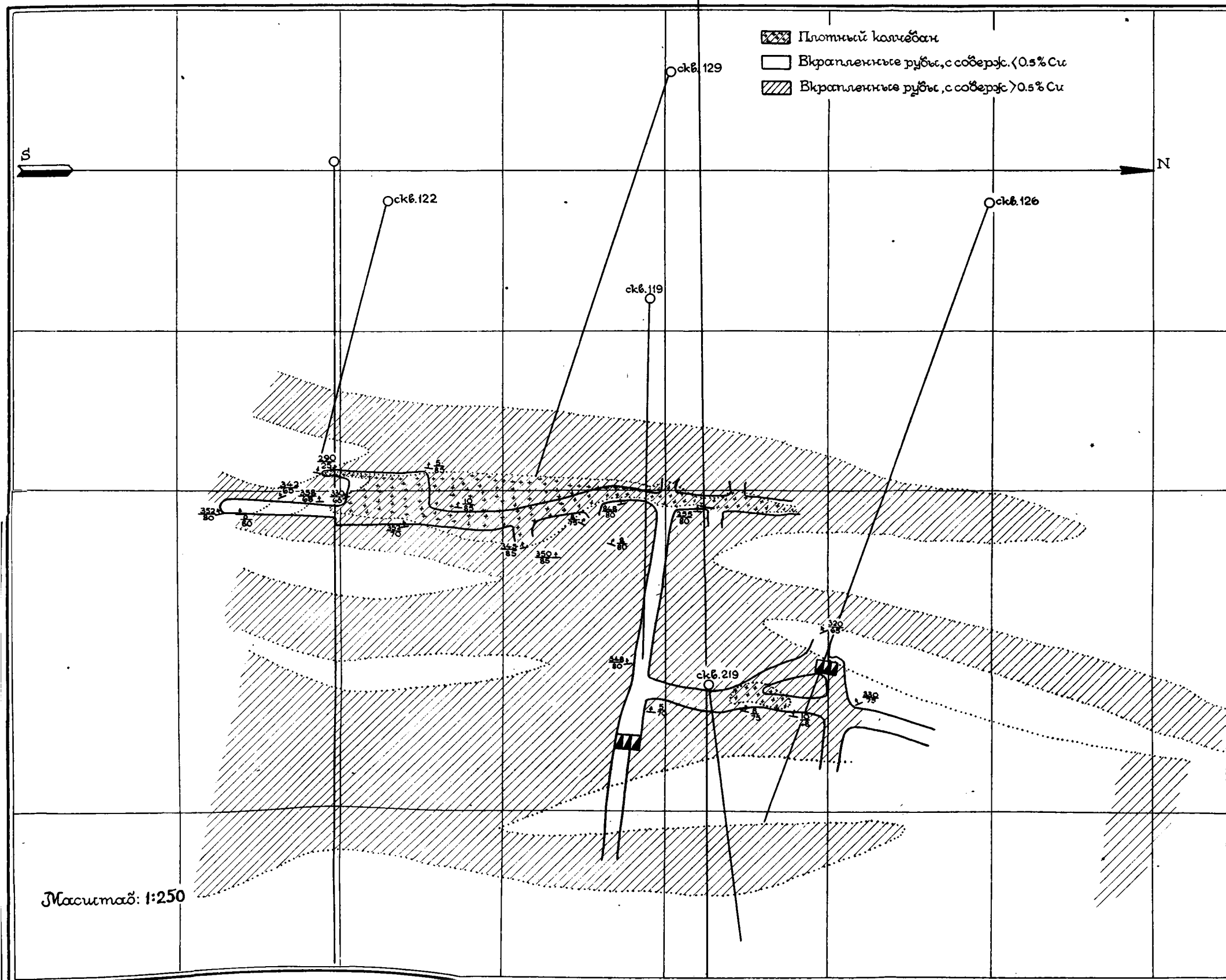
МАСШТАБ 1:2000



ЛЕВИХА IX

ГОРИЗОНТ 32 м

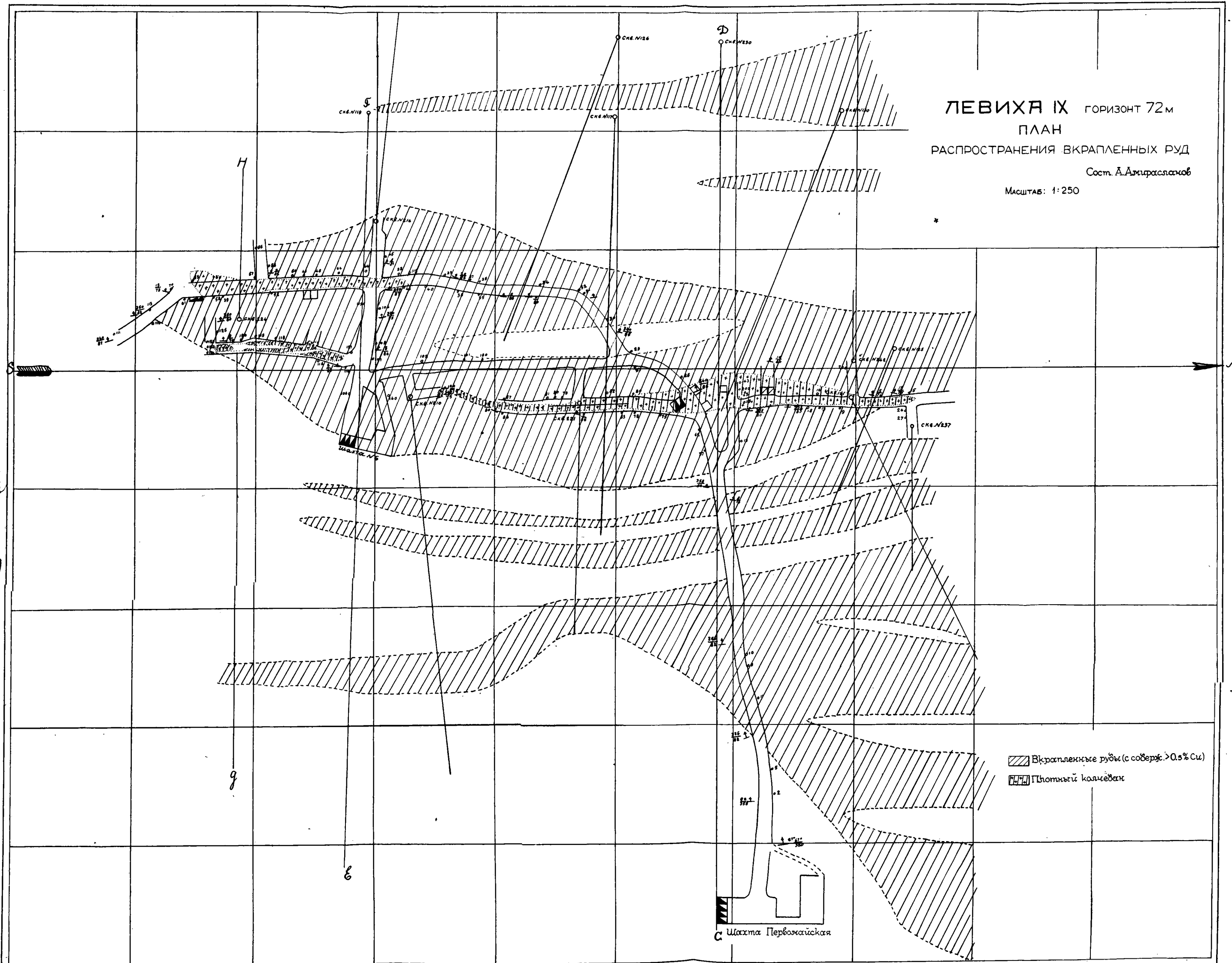
ПЛАН
РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД
сост. Я. Ямурского



ЛЕВИХА IX ГОРИЗОНТ 72 м
ПЛАН
РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД

Сост. А.Амурского

Масштаб: 1:250



Вкрапленные руды (с содержанием $>0.5\% \text{ Cu}$)
Плотный коллектор

Шахта Первомайская

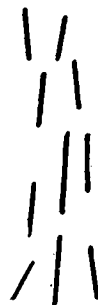
подвергаются почти все без исключения породы данного рудного поля, плюс еще то, что все породы сильно эпидотизированы, что в шлифах в составе пород принимают большое участие рутил, и титанит, и хлорит. Все это, вместе взятое, указывает на образование некоторой части албитофиров из основных эффузивных пород.

В последнюю фазу интрузивного тела выделенные ими термы, содержащие в основном кремнистые растворы со щелочами, проникали по зонам расслабленности, смятия, а также по сланцеватостям всех почти слагающих эту полосу пород, как по путям, оказывающим наименьшее сопротивление поднятия термов. Последние сильно обогатили кварцем

Все до сих пор выявленные рудные тела более или менее закономерно расположены по этим зонам.

По западной из них расположены следующие месторождения по порядку с севера на юг: Левиха VI, IX, V bis, X, XI, I, XII и IV.

По восточной зоне расположены: Левиха III, II, VII, VIII, V.



Фиг. 2.

и серицитом все породы. Развитие серицитизации и окварцевания намечается как раз в тех участках, где мы имеем зону смятия, расслабления. Развитие это в меридиональном направлении шире, чем вкрест простиранья эффузивных пород.

В пределах нашего рудного поля, как уже выше упоминалось, мы имеем две главных тектонических зоны, к которым приурочены, как островки кварцево-серицитовых сланцев, дайки авгитовых порфиринов, также и оруденение. Каждая из зон в свою очередь представляет сумму ряда тектонических подзон с меридиональным простиранием, составляющих в конечном счете сложную картину (см. фиг. 2).

Порядковые номера этих месторождений соответствуют только последовательности их выявления геофизическими, поисковыми и разведочными работами.

ОПИСАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Переходя к описанию Левихинского рудного поля, отметим, что эксплуатируется из этих 13 месторождений только Левиха IX; Левиха XI и I подготавливаются к эксплуатации, остальные же находятся в консервации, либо же разведываются. Фактическим материалом для этой работы будет служить главным образом тот, который собран из Левихи IX, и все выводы будут обоснованы на этом фактическом материале несмотря на

то, что будут сделаны попытки обобщения отдельных вопросов для всех остальных месторождений.

Рудник Левиха IX

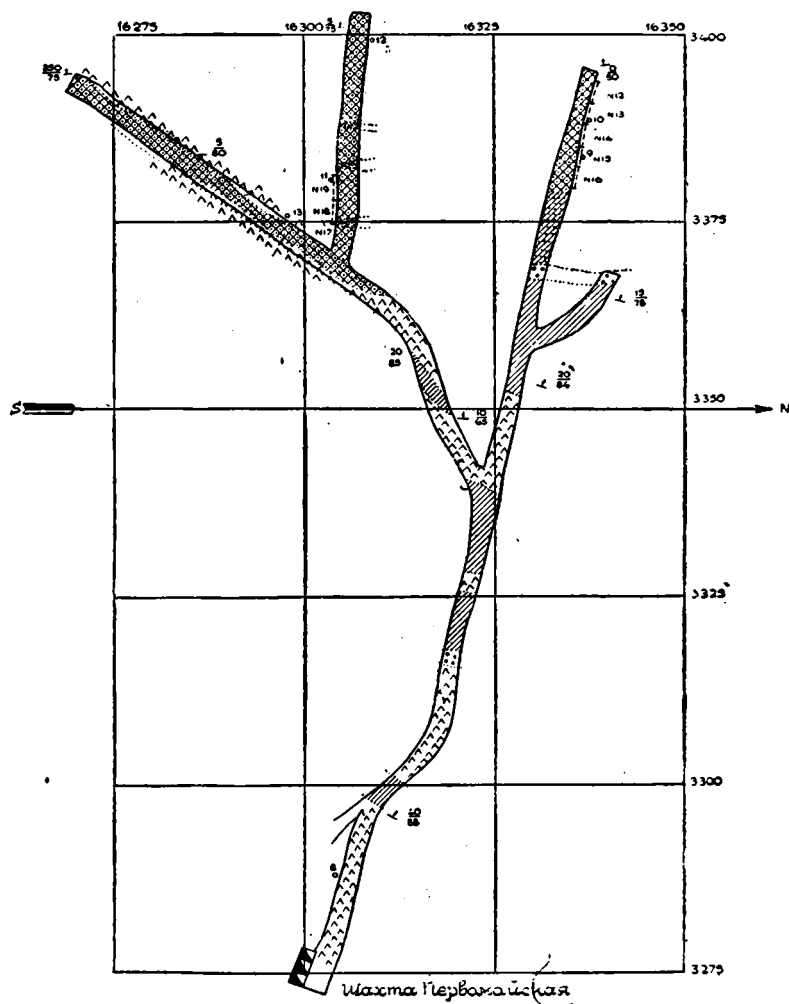
Месторождение находится на западной тектонической зоне эффузивной полосы очень близко к контакту плагиогранитов и является одной из крупных рудных точек Левихи. Оно вскрыто многочисленными скважинами (наклонными и горизонтальными) и горными выработками как разведочными (шурфами), так и эксплуатационными (разрезами, горизонтами 72 м, 32 м и 120 м) (см. фиг. 3 и табл. I—II). Вмещающими породами, непосредственно примыкающими к рудным телам, являются кварцево-серицитовые сланцы, редко кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, за которыми, конечно, следуют как рассланцованные туфы, порфириты, так и альбитофиры. Все указанные породы, особенно кварцево-серицитовые сланцы, импрегнированы сульфидами местами до такой степени, что содержат промышленное количество меди, иногда и цинка. Месторождение состоит из ряда линз плотного колчедана, из которых наикрупнейшими являются 4 линзы. Из последних две имеют выхода на дневную поверхность в виде не очень широко развитых зон окисления (железная шляпа), две же не имеют выходов на поверхность и являются слепыми линзами. Наикрупнейшей из этих 4 линз плотного колчедана является главная северная линза (N). Эта линза вскрыта разрезом,¹ который в момент нашего изучения (1931 г.) имел глубину 36 м, горизонтом 72 м и горизонтом 120 м. Линза эта имела максимальную мощность, в разрезе достигающую до 25 м; длина линзы в разрезе доходила 100 м. Как южное, так и северное выклинивание линзы тупое. Уже с глубиной на горизонте 72 м линза сокращается в мощности; максимальная мощность ее здесь доходит до 75 м, по простиранию же линза почти что не изменяется. На горизонте 120 м, по данным скважин, линза сильно сокращается в мощности, доходя до 3 м, и по простиранию имеет длину до 30—40 м. По данным скв. 203 (см. разрез, фиг. 4), рудное тело на горизонте 130—135 м уже совершенно выклинивается, переходя во вкрапленность. Следующими по величине являются линзы юго-западные. Здесь по существу имеем три линзы. Одна из них (линза Wa) разрабатывается маленьким (юго-западнее от главного разреза) разрезом, имеющим глубину в момент нашего изучения 22 м. Максимальная мощность этой линзы в разрезе и в 4-й шоре выше горизонта 32 м доходит до 6—7 м; протяжение ее в разрезе равно 75—80 м. Как северное, так и южное выклинивание линзы опять-таки тупое. Особенно интересно северное выклинивание этой линзы, где нами произведен ряд замеров вмещающих сланцев (см. фиг. 4). Эта же линза эксплуатируется на горизонте 32 м, ниже которого линза разветвляется

¹ Открытая выработка подобно карьерам.

ПЕВИХА IX

ГОРИЗОНТ 120 м

МАСШТАБ 1:1000

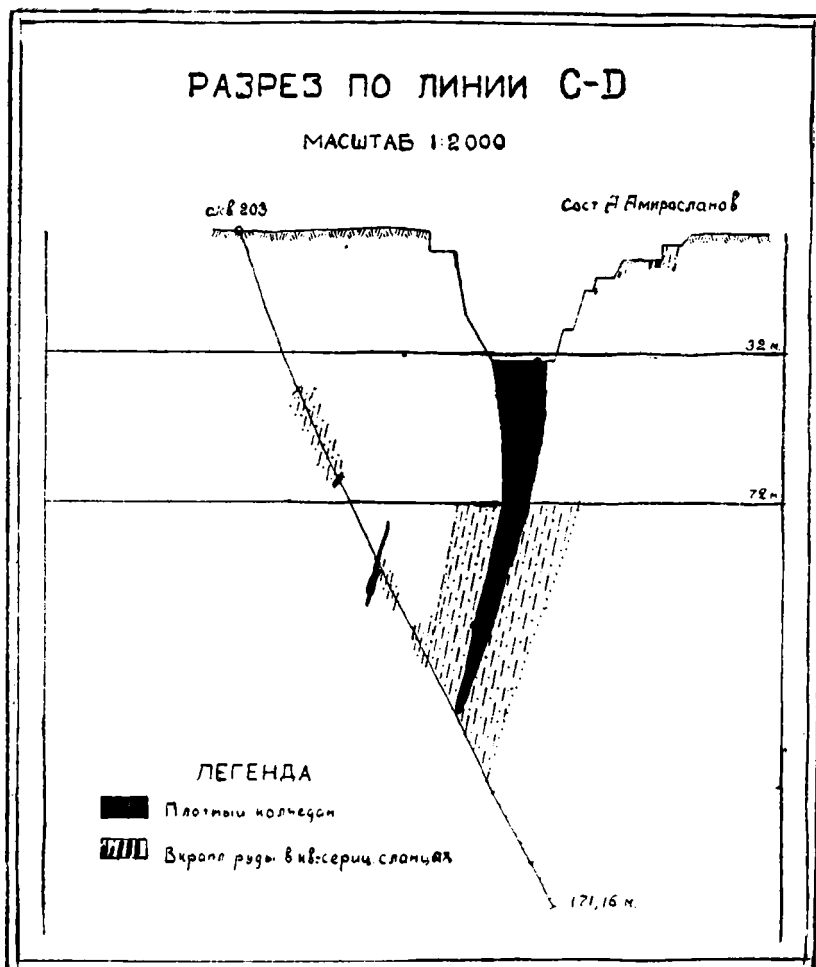


ЛЕГЕНДА

-  Руда вкрапленная богатая
-  Альбитофиты
-  Кварцево-серпичит. сланец
-  Руда вкрапленная бедная

Фиг. 3.

по данным скв. 119 и постепенно выклинивается, не доходя горизонта 72 м. Максимальная мощность этой линзы на горизонте 32 м доходит до 10—12 м с протяжением до 75 м. При южном выклинивании линза контактирует с авгитовым порфиритом и расщепляется на две части, которые очень быстро после расщепления выклиниваются. На этом же участке



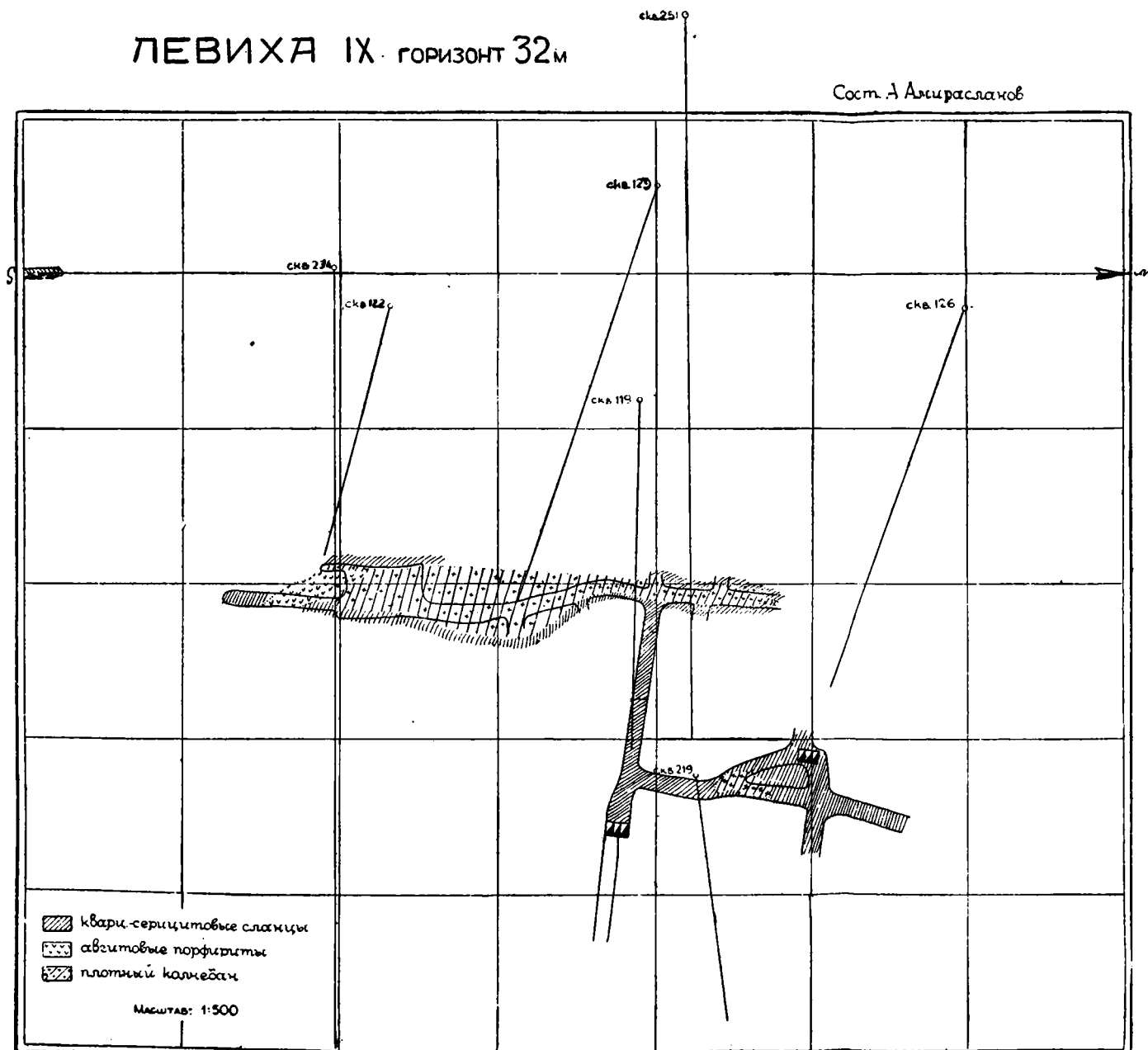
Фиг. 4.

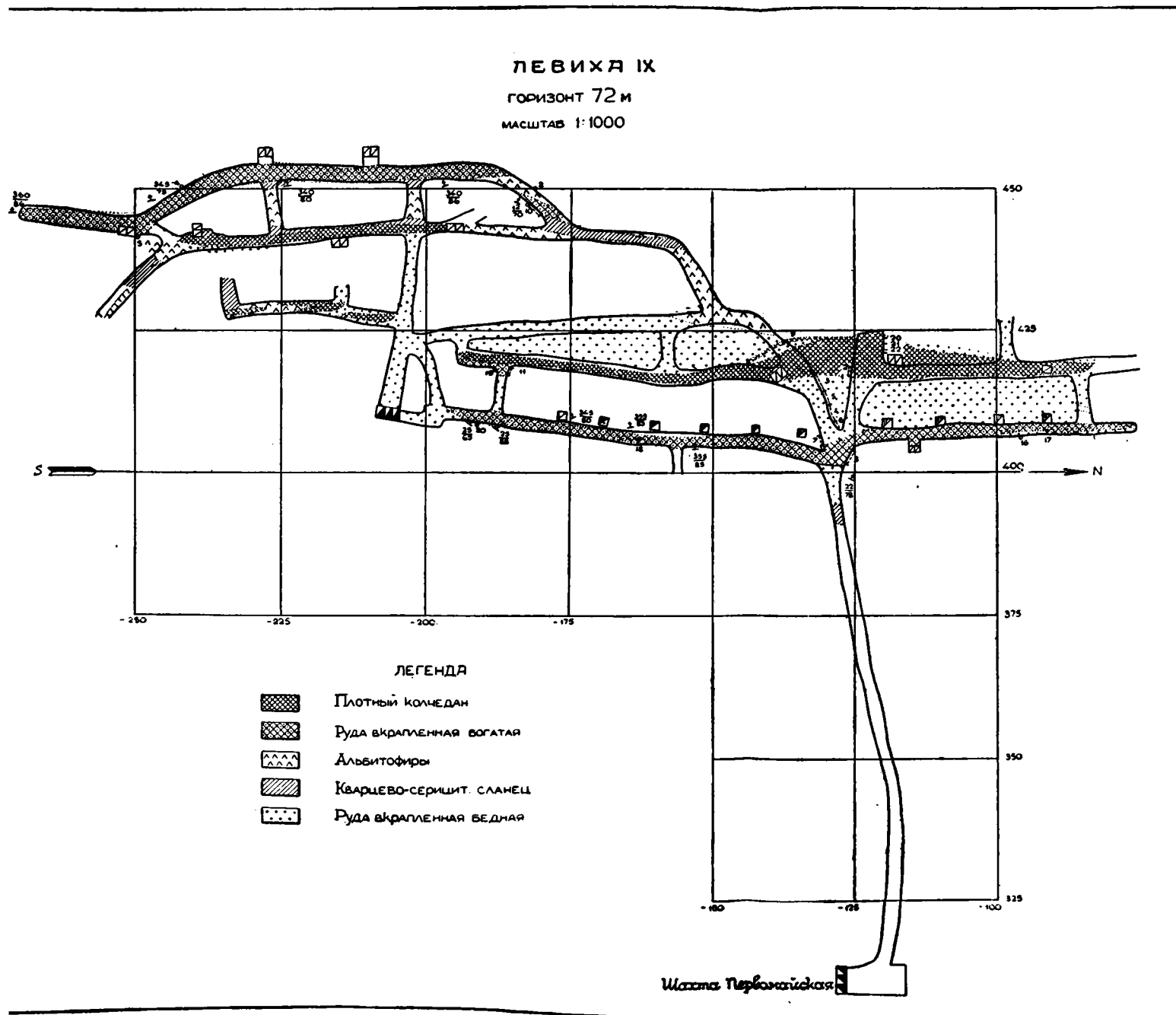
имеем следующую линзу (Wb), которая по существу очень немошна и не имеет большого протяжения. Эта линза (Wb) является слепой и появляется на горизонте 32 м и даже несколько ниже и восточнее от линзы (Wa) и очень быстро с глубиной выклинивается, не доходя до горизонта 72 м, что подтверждается горизонтальной скв. 215.

Третья (Wc) линза появляется уже на очень большой глубине. Выхода этой линзы мы не имеем ни в разрезе, ни даже на горизонте 32 м; только

ЛЕВИХА IX. ГОРИЗОНТ 32м

Сост. А. Амирасланов





на глубине 45—50 м от поверхности скв. 119 подсечена верхняя часть этой линзы, мощностью 0.8—1 м. Эксплуатационные работы горизонта 72 м вскрыли эту линзу. Мощность линзы на этом горизонте доходит до 3—4 м и имеет тенденцию к увеличению таковой с глубиной. Протяжение ее здесь доходит до 50—60 м. Северное выклинивание ясно прослеживается вторым штреком из шахты № 6, но южное выклинивание очень неясное. Рудное тело здесь заворачивает на юго-запад и как будто бы тупо выклинивается (выработка, прослеживающая рудное тело, была приостановлена вблизи контакта тех же авгитовых порфиритов).

По данным скв. 129 эта линза подсечена последней на глубине 120 м в виде вкрапленных руд с очень немоощным хвостиком плотного колчедана до 1—1.5 м мощности.

Южная линза. Наконец, мы имеем еще южную линзу, которая не имеет выхода на дневную поверхность, на горизонте 32 м. Эта линза появляется несколько выше горизонта 72 м восточнее от западных линз. По форме эта линза очень непостоянная и не является сплошной линзой плотного колчедана; по этой линзе мы имеем отдельные прожилки и линзочки плотного колчедана, соединенные между собой прослоем кварцево-серицитовых сланцев, сильно импрегнированных сульфидами, представляющими собой вкрапленные руды; либо же эти линзочки и прожилочки отделены друг от друга плотными профиритами без существенных вкраплений сульфидов. По мощности и протяжению эта линза очень маленькая. Повидимому, она также быстро выклинивается с глубиной, не доходя до 100 м (см. разрез по скв. 222, фиг. 6).

Все вышеописанные линзы и линзочки и даже прожилочки плотного колчедана окружены вкрапленными рудами в виде чехла.

Благодаря тому, что тектоническая зона, к которой приурочены все месторождения Левихинского рудного поля, представляла до оруденения сильно раздробленный, расслабленный и перемятый участок, в котором все без исключения находящиеся породы подверглись сильным изменениям, то рудным гидротермам довольно легко было при внедрении в этот участок наряду с образованием линз плотного колчедана импрегнировать все находящиеся в зоне породы сульфидами. В результате чего имеем вкрапление сульфидов не только в примыкающих к плотным колчеданам кварцево-серицитовых сланцах, но даже в рассланцованных порфиритах, туфах, альбитофирах, местами до степени промышленного содержания меди и цинка. Прежде чем на основе анализов горизонтальных скважин с горизонтов 72 и 32 м оконтурить вкрапленные руды с промышленным содержанием меди и цинка, разберем среднее содержание меди и цинка по следующим горизонтальным скважинам:

Скважина 221, проведенная в южной части главной линзы из северного штрека (горизонт 72 м) в породах лежащего бока проходит



Фиг. 5.

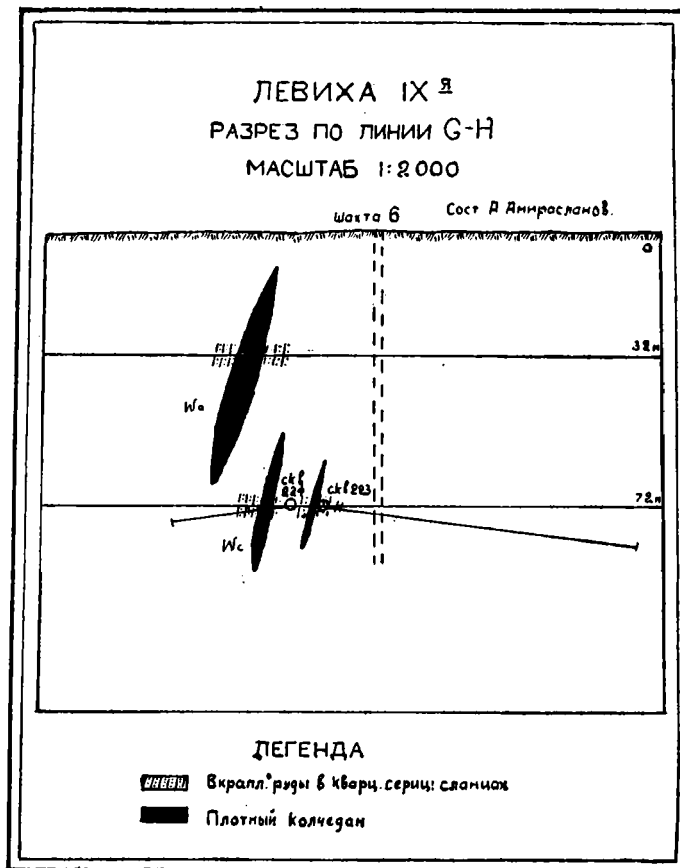
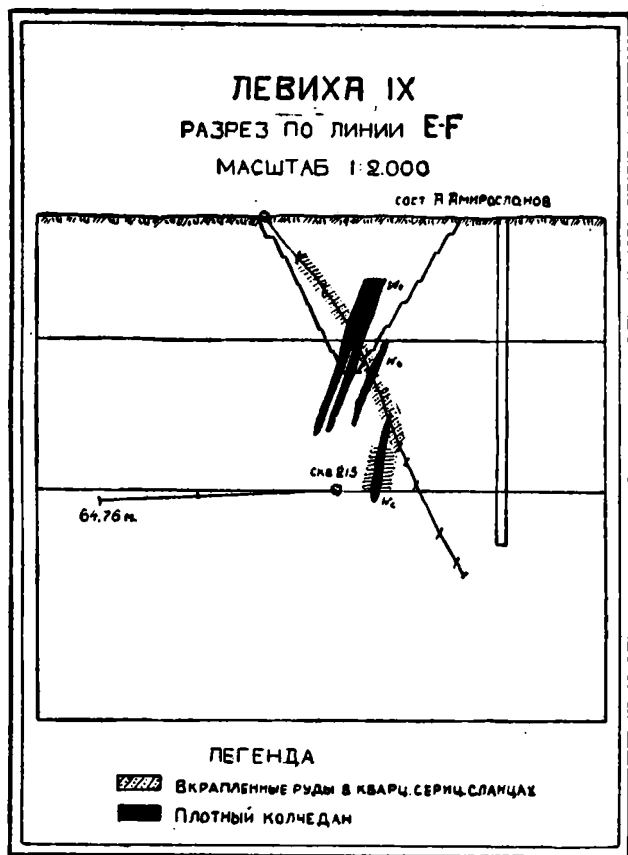
по кварцево-серицитовым сланцам, альбитофирам и порфирирам на 70 м. Из этих 70 м последние 20 м не подверглись анализу благодаря тому, что содержание меди и цинка было ничтожное. Из оставшихся 50 м только 20 м в середине также пропущены. Остальные же 40 м содержат в среднем 1.09 меди и 4.37 цинка, если даже не пренебречь вышеуказанные 10 м и принять содержание меди в них $=0.7$, то в среднем получим содержание меди по крайней мере не ниже 0.8% .

Скважина 242, заданная по висячему боку пород главной линзы месторождения рассечки северного штрека на горизонте 72 м. Скважина имеет длину 111.45 м, из них последние 20 м можно совершенно выкинуть из-за малого содержания меди, цинка; оставшаяся часть 91 м, исключая неопробованные участки, выражающиеся в 38 м, содержит 0.7% меди и 1.6% цинка в среднем.

Скважина 219, проведенная из первого северного штрека на горизонте 32 м по лежащему боку маленького рудного тела, имеет длину 80.54. Из них последние 16.54 м не опробованы, поэтому мы ими пренебрегаем; затем, в середине скважины в трех местах породы также не опробованы, керны суммарной мощностью 34 м, исходя опять-таки из отсутствия достаточного количества содержания металла. Остальные 30 м содержат в среднем 1.2% меди и 2.04% цинка.

Таким образом можно было бы привести целый ряд горизонтальных скважин, которые иллюстрировали бы содержание металла меди и цинка в породах как лежачего, так и висячего боков. При оконтуривании вкрапленных руд мы принимали породы, в которых содержание меди в среднем 0.5% и выше, а содержание цинка не менее 1.5% .

Оконтуривая таким образом вкрапленные руды на горизонте 72 м, мы получаем следующую картину: в виду того, что сами породы, воспринимающие в себе рудные гидротермы, были в различной степени метаморфизованы, что ярко рисуется при картировании главного штрека от Первомайской шахты, где полосы сильно метаморфизованных сланцев с густой вкрапленностью сменяются полосами менее метаморфизованными и бедными сульфидами, то и в распространении промышленных вкрапленных руд намечается также некоторая полосчатость. Мощность полос вкрапленных руд на Левихе IX довольно различна. Например, по сечению через шахты Первомайскую и через магазин № 2 суммарная мощность зоны вкрапленных руд 70—75 м, с включением, конечно, отдельных полос, не имеющих промышленное содержание меди и цинка. Если же возьмем сечение через шахту № 6 и скв. 119, то мощность будет равной 50—55 м. (см. фиг. 7). Еще южнее уже роль вкрапленных руд постепенно затухает и уменьшается. В сечении южного выклинивания южной линзы мощность вкрапленных руд 20 м, повидимому несколько южнее они (вкрапленные руды) выклиниваются. Если рассмотрим вкрапленные руды гор. 32 м, то выявляется, что мощность распространения их уступает таковой на гор. 72 м. Здесь кваршлаг из шахты 6 Западной линзы состоит из вкра-



плотных руд, и кроме этого имеются отдельные прожилочки их вокруг плотных колчеданных тел. С глубиной, по данным скважин, вкрапленные руды обогащаются медью и цинком и кроме того имеют большое распространение. Среди вкрапленных руд и по данным горизонтных выработок и скважин встречаются прожилочки и линзочки плотного колчедана.

Прежде чем перейти к характеристике 1)—вторичной зональности в рудных телах (зоны окисления, выщелачивания и сульфидного обогащения), а также 2) вещественного состава, несколько подробнее остановлюсь на характеристике вкрапленных руд, их распространении и промышленном значении. Одновременно придется осветить ряд неправильных установок в вопросе их оценки, которые существуют среди геологов.

Первый самый основной вопрос с точки зрения промышленной оценки Левихинского рудного поля—это: 1) характеризовать ли это рудное поле как комплекс отдельных линз плотного колчедана, или же 2) мы имеем здесь сплошные зоны оруденения в виде вкрапленных руд, среди которых встречаются линзы, линзочки и прожилочки сплошного колчедана. Принятие каждого из этих тезисов в корне изменяет представление о промышленной оценке рудного района, а отсюда, конечно, соответствующие вопросы форсирования добычных работ, ускорения разведок, ускорения строительства подсобных предприятий и т. д.

Нужно сказать, что до последних лет (по крайней мере до 1931 г.) установка геологов, особенно местных комбинатских, была на оценку Левихи как комплекса отдельных линз и линзочек, и сплошь игнорировался вопрос проработки использования вкрапленных руд. Такое понимание и практически давало свои плоды, а именно, эксплуатировались исключительно плотные колчеданные тела; те месторождения, которые в процессе первоначальных разведочных работ не давали линз плотного колчедана, консервировались и не доразвертывались (пример Левиха VII и VIII)¹, и, самое главное, ничего не предпринималось в отношении строительства обогатительной фабрики. Результаты несвоевременного строительства обогатительной фабрики сказались очень ярко за последние годы жизни рудника (1932 и 1931 гг.), когда началась частичная эксплуатация вкрапленных руд Левиха IX; а именно, Калатинская обогатительная фабрика не успевала пропустить добытое количество вкрапленных руд, и последние, оставаясь долго на воздухе, сильно окислялись, что конечно осложняло процессы обогащения и выплавки меди.

Выше уже нами приводились данные по характеристике вкрапленных руд, на основе которых промышленная оценка этих руд является вполне положительной.

Таким образом с нашей точки зрения характеристика Левихи как комплекса отдельных линз и прожилков не имеет под собой никакой

¹ Где среднее содержание меди и цинка по данным шурфа № 8 до глубины 10 м равняется: Cu от 1.10% до 1.78%; в отдельных случаях содержание Cu от 0.34% до 12.70%, Zn от следов до 4.64%.

теоретической базы и по существу приводит к хищнической эксплуатации месторождений.

Остается другая характеристика, именно: Левихинское рудное поле представляет сплошную зону оруденения в виде вкрапленных руд с наличием среди них плотных колчеданных линз, линзочек и прожилков. Эта характеристика с нашей точки зрения более правильна, однако, существует среди геологов и в этом понимании некоторая путаница. Некоторые геологи предполагают, что по всему рудному полю на протяжении 3—3.6 км от месторождения Левиха III на севере до месторождения Левиха V на юге имеется сплошное оруденение в виде вкрапленных руд по всей толще эффузивных пород (площадное оруденение). По нашему это толкование не имеет также никакой теоретической базы. В начале нашей работы мы подчеркнули наличие нескольких, в частности, двух тектонических зон. Существование этих двух тектонических зон как вместилища для рудных терм предопределяет распространение оруденения в смысле промышленно-рентабельных скоплений. Только неровный и ветвистый характер самих тектонических зон, местами дающих ряд боковых зон расслаблений (как это имеется повидимому между месторождениями Левиха IX и Левиха II), вводит геологов в заблуждение, которые, исходя из этого частного случая, строят общие выводы для всего рудного поля. Таким образом оруденение связано с тектоническими зонами, идущими по всему рудному полю с севера на юг; в отдельных местах эти зоны расширяются и сливаются друг с другом, но все же признать сплошное площадное оруденение всего поля нет никакого основания.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По вещественному составу как линзы плотного колчедана в месторождении Левиха IX, так и в других Левихах почти идентичны. Отличие между ними заключается в том, что соотношение между отдельными минералами халькопиритом, цинковой обманкой и пиритом в отдельных линзах колчедана различно. Так, например, в пределах рудника Левиха IX мы имеем в главной и западных линзах (юго-западных) W_a , W_b , W_c преобладание медных минералов над цинковыми, в южной же линзе, наоборот, цинковые минералы преобладают над медными минералами. Из других Левих, например Левиха III и II являются существенно цинково-медными, а Левиха X существенно серно-колчеданными, где участи как медных, так и цинковых минералов ничтожны. Вкрапленные руды содержат почти те же минералы, что и плотный колчедан, но с меньшим удельным весом медь- и цинксодержащих минералов и с большим количеством серного колчедана.

Руды имеют макроскопически следующие текстуры: 1) вкрапленные руды, 2) плотные массивные руды, 3) полосатые руды и 4) раздробленные руды.

Под микроскопом в состав их входят следующие минералы:

Пирит	Ковеллин
Халькопирит	Халькозин
Цинковая обманка	Кварц
Борнит	Серпентин
Теннантит	Хлорит
Галенит	Барит

Пирит, наиболее распространенный минерал, представлен в рудах в виде либо крупных идиоморфных зерен, либо мелких изъеденных аллотриоморфных выделений. Величина крупных зерен пирита доходит до 0.18—0.25 мм и более, иногда даже от 0.5×0.7 до 2.6×3.2 мм. В обоих случаях края зерен довольно часто изъедены, корродированы и оплавлены; в результате этого зерна пирита имеют округлую форму.

Часто изъеденность пирита доходит до такой степени, что можно наблюдать от бывших зерен только их остатки в виде сетки (скелет). Степень оплавления пирита доходит до того, что иногда наблюдаем в зернах кварца эмульсионные выделения пирита в виде мельчайших точек.

В отдельных шлифах крупные зерна пирита разбиты трещинами, которые заполнены либо кварцем, либо же халькопиритом. Зерна пирита почти, как правило, цементируются кварцем и халькопиритом. Последний больше ассоциируется с крупными зернами пирита. Местами зерна пирита имеют причудливое срастание с зернами сфалерита, образуя графическую структуру. Под микроскопом пирит выявляется в виде двух генераций: по количеству пирита в рудных образцах мы имеем очень широкое процентное колебание последних. Есть образцы, где пирит почти отсутствует, или его очень мало, порядка 3—10%, а шлиф сложен из халькопирита, кварца и сфалерита, в других образцах участие его среднее, выражающее 10—40%, и, наконец, встречаются участки, где пирит уже занимает первое по количеству место; последних образцов наблюдается больше, чем первых двух: в этом случае он количественно выражается в 40—80%, иногда даже в 90%.

Халькопирит. Занимает в отношении количественного распространения после пирита второе место, представлен в большинстве шлифов тоненькими, либо ветвистыми прожилками, иногда листоватой формы. Эти прожилочки прорезают как основную массу, так и внедряются в трещины зерен пирита. Иногда же халькопирит в виде неправильных аллотриоморфных зерен в основной массе руды и совместно с кварцем цементирует зерна пирита. Зерна халькопирита, корродируя зерна пирита, и сами изъедены. Крупность зерен халькопирита существенно различна и выражается от мельчайших точек в виде эмульсий в зернах сфалерита до 0.2—0.25 мм и даже в отдельных образцах до 2—3 мм. Распределение зерен халькопирита также не равномерное, местами он имеет скопление в большом количестве на ряду с участками с редкими зернами такового, и в таких случаях выявляется поясное строение руды (полосчатое).

обусловленное чередованием обогащенных халькопиритом участков с участками, бедными ими. Халькопирит ассоциируется с цинковой обманкой, кварцем и теннантитом. Цинковая обманка и теннантит образуют мелкие включения в зернах халькопирита. Зерна халькопирита в отдельных участках секутся как прожилками барита, так и прожилками сфалерита. По трещинам в зернах халькопирита начинается замещение вторичными сульфидами (ковеллином, халькозином и борнитом). Зерна сфалерита, находящиеся в халькопирите, также подвергаются замещению вторичными сульфидами. По количеству халькопирита линзы плотного колчедана в месторождении Левиха IX представляют одно из наиболее богатейших колчеданных месторождений халькопирита по Уралу. Количество халькопирита варьирует из различных мест плотного колчедана в пределах 2—80%; среднее процентное количество, которое встречается в большинстве из просмотренных шлифов со всех горизонтов от 20 м до 72 м, выражается 15—30%. Количество выше 30% и ниже 10% можно считать не характерным для всех линз месторождения Левиха IX.

Сфалерит в виде либо мелких зерен, либо в виде прожилочков с ответвлениями, иногда в виде аллотриоморфных изъеденных зерен и полей с большим количеством эмульсии халькопирита. Мелкие зерна сфалерита включаются в халькопирите. Цинковая обманка так же, как халькопирит и кварц, в виде цемента между зернами пирита корродирует последний. Сфалерит прорезается в отдельных образцах прожилочками халькопирита. В распределении сфалерита в рудах намечается также плосчатость; полосы, обогащенные сфалеритом, чередуются с полосами, бедными им. Сфалерит образует как с кварцем, так и пиритом графическую структуру. Вторичные сульфиды ковеллин и халькозин наряду с халькопиритом замещают и сфалерит. Величина зерен колеблется от мельчайших точек до 2 мм. По количеству сфалерит все же занимает существенное место в рудах; в отдельных рудных телах, как, например, в южной линзе содержание цинка доходит до 20% в среднем; цинк содержится в рудах этой линзы не менее 8—10%. По количеству сфалерит занимает третье место после халькопирита и пирита и выражается в среднем в пределах от 5 до 15%.

Значение теннантита, борнита, в особенности галенита очень невелико, они ассоциируют с халькопиритом и цинковой обманкой.

Из вторичных сульфидов большее развитие имеет ковеллин, особенно в рудах с гор. 32 м и разреза. Даже в разрезе мы имеем выхода рудных прожилочков, состоящих исключительно из ковеллина (ковеллиновая жила на восточном борту разреза). Кроме ковеллина и халькозина наблюдаются еще промежуточные стадии перехода от халькопирита до халькозина. В верхних горизонтах большая часть цинковой обманки наряду с халькопиритом подвергается сильному замещению вторичными сульфидами. Из нерудных минералов главную роль играют кварц и серицит, реже встречаются хлорит и барит.

Вещественный состав вкрапленных руд почти идентичен с составом массивных руд, только относительное значение минералов и их соотношения между собой совершенно различны. По характеру вкрапленности вкрапленные руды можно разделить на а) руды, где имеем крупные зерна пирита и халькопирита, б) руды, где вкрапленные зерна сульфидов очень мелкие, микроскопически пылевидные.

По структуре руды месторождения Левиха IX можно делить на:

а) Полосчатая структура; среди этой структуры различается грубо-полосчатая и тонкополосчатая. Полосы состоят из чередующихся зон зерен пирита и халькопирита. Встречаются отдельные полосы, состоящие сплошь из халькопирита. Иногда полосами расположены цинковые минералы. Все эти полосы ориентированы по сланцеватости вмещающих пород и обусловлены первичным образованием во время оруденения.

б) Зернистая структура, обусловленная процессом отложения руд. В шлифе мы имеем зерна пирита, халькопирита, сфалерита, теннантита и барита.

в) Эмульсионная структура распада смеси сфалерита и халькопирита.

г) Цементационная структура, в которой главным образом халькопирит и кварц и отчасти цинковая обманка цементируют зерна пирита.

д) Вкрапленная структура, где мы имеем в основном жильные минералы серицит, кварц, хлорит и барит, а зерна пирита, реже халькопирита и сфалерита, беспорядочно вкраплены в эти жильные минералы.

е) Структура замещения; эта структура главным образом вторичная; здесь мы имеем замещение первичных минералов халькопирита, сфалерита и даже пирита вторичными сульфидами ковеллином, халькозином; последние замещают указанные первичные минералы либо с периферии, либо же чаще всего по трещинам, образуя либо нитеобразную, либо петельчатую структуру замещения.

Последовательность выделения минералов выявляется в следующем порядке:

I. Пирит { а) раздробленные мелкие зерна
 б) кварц

II. { а) Пирит, крупные зерна
 б) Кварц
 в) Сфалерит
 г) Халькопирит
 д) Сфалерит
 е) Теннантит

III. { а) Галенит
 б) Барит
 в) Халькозин-ковеллин

В распределении минералов выявляется следующая закономерность во всех почти горизонтах большинство медных минералов приурочено к висячему боку, а цинковые минералы к лежащему. В распределении пирита не предусматривается почти никакой закономерности. Это положение подтверждается еще данными анализов по рудному телу главной линзы на гор. 72 м.

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Интенсивность вторичных процессов в месторождении Левиха IX в сравнении с другими месторождениями Урала (месторождение Соймоновской долины) небольшая. В месторождениях Левихинской группы не все зоны (зоны окисления, выщелачивания и сульфидного обогащения) всюду представлены хорошо; даже в отдельных из них некоторые зоны совершенно недоразвиты.

Прежде всего большая часть слепых линз, уже выявленных разведочными работами, совершенно лишены зоны окисления и выщелачивания, имеют слабо развитую зону сульфидного обогащения. Линзы же, имеющие выхода на дневную поверхность, имеют зону окисления и выщелачивания, идущую неособенно глубоко. Максимальная глубина зоны окисления в этом рудном поле не превышает 10—12 м. Основным фактором, влияющим на незначительность развития зоны окисления, являются рельеф, растительный мир, климат и активность подземных вод. Левихинское рудное поле представляет пенепленизированный участок в виде сглаженного плато с отдельными холмистыми участками. Местами, как, например, в районе участков Левиха VI, Левиха III, Левиха VII и VIII, имеется даже заболоченность; в последнем случае почва представлена глинисто-торфянистым материалом. Уровень грунтовых вод в этих участках находится на глубине 2—5 м, иногда даже еще ближе к поверхности. Эти торфянисто-глинистые прослойки служили очень хорошим защитником выходов колчеданов от процесса окисления; на самом деле, на Левихе III месторождение лишено железной шляпы; здесь непосредственно под глинисто-торфяными прослойками идут прослойки глины желтожелезисто-серого цвета и несколько глубже наблюдается сразу переход в плотный колчедан. В основном рельеф и уровень грунтовых вод предопределяли процессы окисления. Даже на месторождении Левиха IX, где железная шляпа имеет свое развитие до глубины 8 м, уровень грунтовых вод находится все же близко к поверхности. Шурфовка 1932 г. по линии, соединяющей месторождение Левиха IX и Левиха II, ясно подтверждает это положение. Зоны окисления в месторождениях представлены двумя типами продуктов окисления:

а) Железняки, более или менее плотные, но все же рыхлые, с включением зерен кварца и каолинизированного вещества.

б) Железняки, полученные в процессе окисления вкрапленных руд. Второй тип железняков представляет собою почти сланцы, главным обра-

зом серицитовые, сильно ожелезненные за счет первичных вкрапленных сульфидов, главным образом пирита. Ожелезнение в сланцах усиливается довольно часто по плоскостям сланцеватости, куда легче проникали сульфиды в процессе оруденения. Второй тип железняков более распространен, чем первый, и всюду имеет место там, где мы имеем выхода серицитовых сланцев с вкрапленностью сульфидов. Зона выщелачивания во всех почти без исключения месторождениях Левихинского поля развита слабо; это объясняется безусловно положением уровня грунтовых вод, который находился довольно близко к поверхности во время процессов окисления выходов месторождений. С другой стороны, повидимому и сами растворы с сульфатами меди цинка и железа не были богаты как свободной серной кислотой, так и свободным кислородом, так что очень быстро нисходящие в сульфатные растворы с глубиной при встрече с осадителями осаждались в виде вторичных сульфидов. Признаки зоны выщелачивания в отдельных месторождениях имеются и представлены либо тонким прослойком кварцевых песков (Левиха IX), либо же глинисто-песчаными прослойками (Левиха III). Несмотря на небольшое развитие зон окисления и выщелачивания зона сульфидного обогащения более мощна и тянется далеко вглубь. Правда, кроме месторождения Левиха IX мы имеем другие вскрытые на глубине месторождения, и наши рассуждения базируются на материалах с последнего. В этом месторождении с глубины уже 12—15 м тянется плотный колчедан до гор. 72 м. Весь этот промежуток расстояния представлен зоной сульфидного обогащения. Здесь вторичные сульфиды — ковеллин, халькозин, борнит замещают не только халькопирит, но даже и сфалерит; этим и объясняется богатое содержание меди, доходящей в отдельных участках рудного тела до 25—30%. Судя по большому количеству присутствующих вторичных сульфидов на гор. 72 м, можно предположить, что зона сульфидного обогащения тянется еще далеко ниже гор. 62 м, не менее, чем до 100 м. Вторичные сульфиды особенно сильно развиты по всяческому боку рудных тел в виду того, что в первичных рудах висячий бок линз был богаче медными минералами, чем лежащий бок. Вкрапленные руды также захвачены зоной сульфидного обогащения, но в виду того, что среди вкрапленных сульфидов здесь соотношение совершенно другое, чем в плотных рудах, т. е. пирита в несколько раз больше, чем в плотных рудах, и поэтому мы очень редко наблюдаем те же вторичные сульфиды, ковеллин и халькозин совместно с остатками халькопирита, иногда и сфалерита.

ИЗМЕНЕНИЕ РУДНОГО ТЕЛА С ГЛУБИНОЙ

Как было выше указано, в месторождении Левиха IX имеем несколько линз, линзочек и прожилок плотного колчедана среди вкрапленных руд. С другой стороны, представленные разрезы ярко показывают, как эти плотные линзы и линзочки довольно быстро обнаруживаются и также быстро выклиниваются, переходя во вкрапленные руды. Хотя буровыми

скважинами не совсем детально разведаны все остальные месторождения Левихинской группы, все же, по данным их, а также и горноразведочных работ, приходится характеризовать морфологию рудных тел как аналогичную морфологии рудных тел месторождения Левиха IX. Хотя по всему рудному полю и не проведено достаточно глубоких разведочно-буровых работ, чтобы характеризовать оруденение с глубиной, все же имеющиеся скважины до глубины 200 м дают общую картину поведения оруденения. По данным буровых скважин, все плотные линзы как главная, так западные и южная на глубине 150 м выклиниваются, переходя во вкрапленные руды; это не значит, что глубже чем 100 м невозможно встретить плотных линз и линзочек, а наоборот, характер оруденения показывает на вероятность появления таковых даже на еще большей глубине. Однако удельный вес их будет в балансе меди и цинка всего района слишком мал, что доказывает перенесение центра тяжести не на отдельные такие линзочки, а на вкрапленные руды, с попутной эксплуатацией плотных линз и линзочек. По нашему, ожидать в Левихинском районе крупных линз колчедана, идущих на очень большую глубину по типу Дегтярки, месторождения Соймоновской долины, не приходится, — этому не благоприятствует характер тектоники и образования вместилища. Здесь можно и нужно ожидать зональное оруденение с севера на юг по тектоническим и ослабленным участкам. В пределах этих зон оруденения будут выявляться в чехле вкрапленных руд плотные линзы и линзочки, очень быстро исчезающие и уступающие место другой аналогичной линзе. Разведочные материалы не дают возможности сделать выводы о глубине оруденения (вследствие отсутствия глубоких скважин и выработок), но одно несомненно, что в этом рудном поле еще будет иметь место много слепых линз, находящихся на определенной глубине. То, что на глубине 150 м все выявленные линзы плотного колчедана на месторождении Левиха IX выклиниваются, не является законом, согласно которому ниже этого горизонта не должно быть рудных тел; наоборот, практика доказала, что слепые линзы выявляются на различных глубинах от поверхности: 10—15—30 м и даже 65 м. Предполагая, что последние глубины не предельные, повидимому появление слепых линз возможно и даже на 100—120 м ниже поверхности. Что же касается вкрапленных руд, то можно подметить следующие черты в характеристике их с глубиной. По данным выработок и скважин удельный вес вкрапленных руд с глубиной увеличивается. Гор. 72 м в сравнении с гор. 32 м более богат этими рудами, и скважины глубже гор. 72 м дают, во-первых, обогащение содержания металла в них, во-вторых, плотные линзы с глубиной переходят во вкрапленность.

Таким образом, исходя из выклинивания многих уже выявленных линз плотного колчедана на всех Левихинских месторождениях с глубины 150—200 м и одновременного увеличения относительного значения вкрапленных руд и по площади, и по содержанию металла, можно сделать сле-

дующий вывод, что глубина оруденения в этом районе не очень большая — порядка 300—500 м.

Как указано выше, на одной линии с Левихой IX имеются севернее его Левиха VI и южнее на расстоянии 0.5 км Левиха 5 bis. Эти месторождения после предварительных разведок, которые дали положительные результаты, законсервированы. Относительное значение, по имеющимся материалам, ничтожно; с другой стороны, при разведочных работах не были обнаружены линзы плотного колчедана, кроме как вкрапленных кварцево-серицитовых сланцев с мелкими прожилочками плотного колчедана. На той же с ними зоне находятся месторождения XI и V. Эти месторождения находятся в геолого-петрографических условиях, аналогичных условиям месторождения Левиха IX. Они вскрыты разрезом до глубины 15—20 м и подземными выработками гор. 24 и 53 м и представлены рядом мелких линз среди кварцево-серицитовых сланцев и авгитовых порфиров. Последние образуют с рудными телами довольно резкий контраст. На этих местах они расщепляют линзы плотного колчедана. Эти месторождения хотя и считаются отдельными, но, судя по взаиморасположению рудных линз как на гор. 24 м, так и глубже, эти линзы представляют по простиранию продолжение одна другой и отделены только друг от друга на 3—4 м сильно оруденелыми кварцево-серицитовыми сланцами.

По вещественному составу эти месторождения являются почти медными. Цинк в них играет уже более подчиненную роль, нежели в месторождении Левиха IX.

На расстоянии 50—60 м севернее от Левиха XI и I находится месторождение Левиха X. Это месторождение еще до конца не доразведано, но результаты шурфовок буровых работ дают основание отнести его по крупности на одно из первых мест в этом поле. По крайней мере по запасам это месторождение превосходит все другие месторождения, взятые каждый в отдельности. Зона оруденения (главным образом линзы плотного колчедана) разведочными работами прослежена на расстоянии 200 м при максимальной мощности до 35 м. На глубину же месторождение почти еще не изучено. Месторождение это также еще законсервировано, но только по другой причине, а именно, оно по вещественному составу относится не к медноколчеданным месторождениям, а скорее всего к серноколчеданным, типа серного рудника около месторождения III Интернационала. Содержание меди в них доходит от следов до 0.8%. Кроме того, встречаются участки с повышенным содержанием меди. Здесь так же, как и в других месторождениях плотные линзы одеты в чехол вкрапленных руд. Рудные линзы контактируют с авгитовыми порфиритами. Линзы плотного колчедана в этом месторождении также несколько. Они прерываются, переходя во вкрапленные руды и затем снова появляясь на протяжении первых.

Вопрос о нахождении на одном и том же участке и даже в одной и той же тектонической зоне рудных линз с различным вещественным

составом (относительно чистые серно-колчеданные линзы, медно-серно-колчеданные линзы, медно-цинковые линзы, как, например, на Левихе) представляет очень большой интерес не только для Левихинского рудного поля, но и для всех колчеданных месторождений Урала. Сочетание месторождений с разным вещественным составом встречается не только в Левихе, но и в других участках зеленокаменной полосы. Аналогичную картину наблюдаем в Красноуральском районе, где наряду с медно-колчеданными месторождениями Ново-Левихинским и Красногвардейским имеется Спасо-серно-колчеданное месторождение. На расстоянии не более 300 м от полиметаллического месторождения III Интернационала эксплуатируется чисто серно-колчеданное месторождение, „серно-колчеданный рудник“. В Соймоновской долине среди месторождений медно-колчеданных с большим количеством цинка имеется чисто-серно-колчеданное рудное тело — южное крыло Сталинского месторождения; в Баймакском районе наряду или вернее на одной тектонической зоне с месторождениями существенно медно-цинковыми (Баймакское, Графское, Троицкое, Юланинское) мы констатируем наличие месторождения чисто серно-колчеданного (Семеновское).

Таким образом эта закономерность наблюдается во всех почти рудных районах на Урале. Кроме того, наблюдаются в одних и тех же рудных участках колчеданные тела, где участие медных минералов довольно ограничено, или, наоборот, в других медные минералы скопляются в большом количестве. Изучение всего рудно-геологического материала отдельных месторождений и их вещественного состава дает нам основание объяснить вышеуказанные факты одновременными процессами оруденения — различными фазами оруденения. Фаз оруденения для уральских колчеданных месторождений намечается несколько. Прежде всего разберем поствулканические процессы, которые следуют после образования гранитов и авгитовых порфиринов карбонного возраста, являющиеся наимолодыми образованиями магматического очага.

Поствулканические процессы вначале выражаются поднятием силикатных растворов, богатых щелочами из магматического очага. Под воздействием этих растворов, как уже явствует из данных микроскопического изучения пород в Левихе, а также и в Калате, все почти находящиеся здесь породы, главным образом эффузивы, в участках тектонических трещин и раздробления подвергаются сильному окварцеванию и альбитизации. Последние процессы довольно широко охватывают все встреченные в указанных участках породы. Процесс окварцевания и альбитизации не только является характерным для района Левиха и Калаты, но также наблюдается и в других участках. Так, например, в Баймакском районе указанным процессам подвергаются не только порфириты, альбитофиры, туфы девонского возраста, но даже и сильно метаморфизованные кристаллические сланцы неизвестного, вероятно докембрийского, возраста. В районе месторождений Северный и Южный Юлук, Гумерово и южнее,

находящиеся на одной тектонической зоне среди указанных метаморфических сланцев, кроме равномерной альбитизации и окварцевания всех разновидностей метаморфической свиты, кварцево-альбитовые прожилочки обнажаются довольно часто по трещинкам отдельности пород, либо по плоскостям сланцеватости. Альбит в этих жилах встречается у зеркал скольжения и имеет гребенчатый вытянутый зашлифованный вид. Эти альбиты часто наблюдаются в трещинах всех почти пород в виде тоненьких прослоек зеленовато-серого цвета. Альбитизация также наблюдается в районах рудников Карабашского комбината, в малом количестве и в районе рудников Красноуральского комбината. Весь этот фактический материал намекает определенным образом на наличие циркуляции силикатного раствора со щелочами, предшествующей процессу оруденения, причем состав этих растворов по всему Уралу, повидимому, был не однообразным; в одних районах мы по данным микроскопического исследования наблюдаем наряду с окварцеванием сильную альбитизацию (Левиха, Баймакский район), в других же содержание щелочей в растворе было довольно ограниченное, и раствор содержал главным образом кремнезем (Дегтярка).

Непосредственно после силикатного раствора идет первая фаза оруденения; растворы этой фазы, судя по всем данным фактического материала, отлагали главным образом кварц и пирит, участие медь- и цинксодержащих минералов в этой фазе было подчиненное. Эти растворы опять-таки следуют по тем путям, которые наметились динамическими процессами до оруденения. Просмотренные шлифы из месторождений Левиха, а также Красногвардейского рудника и других месторождений показывают, что пирит бывает двух генераций. Под микроскопом установлено, что плейчатость сланцев во вкрапленных рудах образована до и после оруденения, и зерна пирита преимущественно располагаются по плоскостям плейчатости. Наряду с этим заметна и плейчатость после оруденения, где пирит, но также и другие минералы — халькопирит и цинковая обманка — рассеяны уже более беспорядочно по всему шлифу. Зерна пирита первой фазы вследствие последующих динамических процессов раздроблены и удлинены в определенном направлении. Кроме того, в шлифах плотного колчедана разница между этими генерациями пирита заключается в том, что пирит первой фазы более раскрошенный, сильно изъеденный, ячеистый, обычно редко сопровождающийся халькопиритом; наоборот, с более крупными и сохранившимися зернами пирита второй генерации наичаще ассоциируется халькопирит. К концу этой фазы оруденения безусловно тектонические передвижки еще не затухли, что подтверждается наличием плейчатости, образовавшейся после первой фазы оруденения. К концу первой фазы поднимается новая порция гидротерм, уже с другим составом, заметно отличным от первой фазы оруденения. Вторая фаза по составу отличается наибольшим разнообразием минералов.

В процессе отложения минералов второй фазы намечается ряд последовательностей. В этой фазе, по данным минераграфического исследования,

самым первым выделением являются кварц и сфалерит, причем сфалерит в шлифах как Левихи, так и Красногвардейского месторождения намечается двух генераций. Сфалерит первой генерации по цвету более темный с более или менее крупными зернами, имеет существенное распространение, сфалерит второй генерации — более светлый, зерна его более мелкие и отлагается он всегда совместно с халькопиритом и теннантитом. Первая генерация сфалерита существенно корродирует зерна пирита, образовавшиеся гораздо ранее.

После первой генерации сфалерита выделялись халькопирит и теннантит, а также сфалерит второй генерации. В этот период очень часты эмульсионные включения халькопирита в сфалерите, образующие эмульсионную структуру распада смеси халькопирита совместно со второй генерацией сфалерита.

Распределение отложения этих двух фаз и их взаимоотношение также обусловлены геологическими условиями того или иного рудного района. Если мы разберем геологию и тектонику рудных участков по всему Уралу, то для нас понятно будет обособление в отдельных местах чисто-серноколчеданных линз от медных и медно-цинковых. Прежде всего уже нами подчеркнуто, что внедрение гидротерм происходило лучше всего и прежде всего по тектоническим и раздробленным зонам, что эти тектонические зоны создавались под влиянием динамометаморфизма в участках более податливых и имеющих на то все геологические данные, что не каждый участок зеленокаменной полосы однообразно отражал результаты динамических процессов. В итоге всего этого имеем в одних участках, как Дегтярка, Соймоновская долина, образование тектонических трещин более или менее ровных, глубоких, имеющих большое протяжение, в других же участках образование более неправильных, неглубоких и сложных, иногда идущих параллельно друг другу тектонических зон (Левиха, Баймак и др.). Первое положение имеет место там, где кроме всех других геологических факторов (наличие жесткой глыбы, центр приложения сил и т. д.) мощность эффузивной серии пород более податливых была небольшая; второе положение имеет место там, где мощность более податливых участков была большая.

Вышеуказанные факты играют существенную роль во взаимоотношении различных фаз оруденения. Если в одних случаях вышеуказанные две фазы находили себе самостоятельные пути и внедрялись и образовывали линзы и линзочки, подчас различного вещественного состава, то в других случаях поднятие растворов шло по одним и тем же путям и происходило накладывание отдельных фаз друг на друга.

Нами уже указано, что тектонические передвижки к концу первой фазы оруденения еще не затухали, а продолжались. Это положение дает возможность существующим раздробленным зонам не закрыться и дополнительно к первой порции оруденения принять еще новую порцию. При поднятии гидротермы, содержащие металлы растворы местами шли

самостоятельно в обособленные участки, но большей частью они пользовались теми же путями, по которым шли растворы первой фазы. Однако, нельзя ни в коем случае думать, что область отложения второй фазы оруденения полностью соответствовала области отложения первой фазы, наоборот, наблюдается, что в отдельных месторождениях термы второй фазы прошли по отдельным участкам уже образовавшихся месторождений, образовав ряд прослоек и прожилков или пропитав всю массу, и занимают ту же область как первоначальное образование. Термы второй фазы, как правило, не доходили до конца уже образовавшихся первой фазой оруденения месторождений по вертикали.

Можно даже представить, что термы второй порции занимали несколько иные полости, перемещаясь от отложения первой фазы. Наличие в чисто-серноколчеданных рудных телах прожилков, богатых медьсодержащими минералами (Левиха X), или наличие в одном и том же месторождении колчеданных линз, богатых и бедных медью участков — подтверждает это предположение.

Вопрос этот наряду с теоретическим интересом имеет существенно практическое значение. Практические работники на местах (геологи комбинатов), обнаруживая рудные тела, представленные главным образом серным колчеданом, уже сразу определяют свое дальнейшее отношение к этим месторождениям и к оценке их подходят с узко комбинатской точки зрения — главным образом интересуясь в залежах только медью. Естественно такие рудные тела сплошь консервируются, и разведки не доводятся до конца (Левиха X, Семеновское месторождение Таналык-Баймакского комбината). Однако, вполне вероятно, что аналогичные рудные тела могут в отдельных участках состоять из медьсодержащих руд и возможно, что серно-колчеданные руды с глубиной перейдут в медно-колчеданные руды. Из вышеизложенного вытекает, что, выявляя различными видами работ (геофизическими, разведочными и др.) рудные тела, существенно состоящие из серного колчедана, необходимо довести их разведки до конца и ни в коем случае не консервировать, не выяснив их вещественного состава до определенной глубины.

Разберем некоторые месторождения с точки зрения взаимоотношения этих двух фаз. Кроме микроскопического изучения руд, позволяющего установить наложение этих двух фаз друг на друга в отдельных месторождениях, необходимо выяснить изменения содержания металлов по вертикали. Теоретически и практически доказано, что содержание меди в зоне сульфидного обогащения гораздо выше, чем в первичных рудах. Это обогащение происходит за счет выщелачивания меди из выщележащих зон (окисления и выщелачивания). Отдельные месторождения Урала не подчиняются этому правилу, и иногда мы не видим резкого понижения металла с глубиной в зоне первичных руд в сравнении с зоной сульфидного обогащения. Нижеприведенные анализы с различных глубин в отдельных месторождениях ярко подтверждают это положение:

1. Ворошиловский рудник¹ (Карабашского комбината)

В зоне сульфидного обогащения:

На глубине	116 м = 2.01%	(содержание меди)	—
" "	149 м = 1.84%	" "	—

В зоне первичных руд:

На глубине	207 м = 2.80%	" "	—
" "	238 м = 3%	" "	—
" "	390 м = 2.70%	" "	скв. № 20
" "	451 м = 3.12%	" "	скв. № 21

2. Сталинский рудник (Карабашского комбината)

В зоне сульфидного обогащения:

На глубине	90 м = 3.56%	(содержание меди)	—
" "	121 м = 3.31%	" "	—

В зоне первичных руд:

На глубине	152 м = 3.24%	" "	—
" "	371 м = 3.32%	" "	скв. № 18

Объяснение этих данных нужно искать, по моему, в первую очередь в распределении первичного оруденения. Тем более, что по данным микроскопического исследования выясняется, что в зоне сульфидного обогащения кроме халькопирита, замещается вторичными сульфидами и цинковая обманка, местами даже нацело (гор. 32 м Красногвардейского месторождения).

Это стабильное одинаковое содержание меди в зонах обогащения и первичных руд и подчас увеличенного содержания ее в последней в сравнении с первой можно объяснить также и первичной зональностью меди, цинка.

Нам представляется этот процесс следующим образом: при накла-
дывании в отдельных месторождениях терм разных фаз, отложения второй фазы происходили не во всей области первоначального оруденения, и расхождения были особенно велики по вертикали, так как вторая порция терм не доходила до тех пределов, которых достигла первая порция рудных терм. В дальнейшие геологические эпохи верхние части рудных жил и линз подверглись эрозионным процессам и под действием нисходящих грунтовых вод в них произошли вторичные изменения. Имея в верхних своих частях главным образом пиритовый состав с малым количеством халькопирита и цинковой обманки, перенос меди вниз в итоге не мог дать скоплений богатых медных сульфидов (главным образом ковеллина). Естественно при наличии бедных медью растворов зона сульфидного обогащения не могла и быть слишком богатой медью. Зона первичных руд, с другой стороны, могла иметь в более глубоких частях более богатое содержание меди потому, что вторая порция оруденения, повидимому,

¹ Анализы средних проб по горизонтам взяты из книги: Д. Суслов и Меркулов „Колчеданные месторождения Карабашского комбината“. Цветметиздат, 1932 г.

могла не дойти до верхних частей рудной залежи и проявиться только на глубине. Эти процессы могли дать в конечном итоге близкие содержания меди в участках зоны вторичного сульфидного обогащения и в более глубоком участке первичной зоны, а в некоторых случаях даже руда могла быть богаче в зоне первичной руды, чем в зоне вторичного сульфидного обогащения.

Исходя из указанных положений, мы можем сделать следующий вывод:

а) В Уральских колчеданных месторождениях (Карабаш, Дегтярка) содержание меди с глубиной в зоне первичных руд далеко не всегда беднеет.

б) Увеличение содержания меди с глубиной в зоне первичных руд связано не только с вторичными процессами, но и с первичными, обязанными наложением гидротерм отдельных фаз оруденения или распределением первичного оруденения.

Эти практические выводы должны быть обязательно приняты во внимание при разведочных работах в отдельных участках зеленокаменной полосы.

В конце второй фазы оруденения поднимается новая подфаза оруденения. Эта подфаза уже поднимается в конце оруденения и имеет очень ограниченное значение. Отложения этой подфазы относятся к более низкотемпературным минералам, как то: галенит, барит с некоторым количеством цинковой обманки, халькопирит и пирит. Распространение отложений этой фазы также весьма ограниченное. Не во всех месторождениях Урала эта подфаза проявляется. На северном участке колчеданных месторождений (Красноуральские, Левиха, Калата, Дегтярка) отложения этой подфазы почти не наблюдаются. В южных же месторождениях (Соймоновской долины и Баймакских месторождений), где содержание барита и свинца довольно существенно, эта подфаза уже довольно отчетлива и совершенно ясна в полиметаллических месторождениях северной и южной Кузнечихи в 20 км от гор. Кыштым.

Месторождение Левиха XII и IV

На одной и той же тектонической зоне с месторождениями Левиха XI, I, X и другими расположены месторождения XII и IV. Первое из них, совершенно лишено типичной железной шляпы, и выход его представлен кварцево-серицитовыми сланцами с густой импрегнацией сульфидов. Левиха IV имеет хотя и не сильно развитую железную шляпу, но тянущуюся до глубины 2.5—3 м.

Горные выработки, заданные по этим месторождениям, характеризуют их как месторождения вкрапленных руд. Они состоят из сильно импрегнированных сульфидами кварцево-серицитовых сланцев, включающих в отдельных участках тоненькие прожилочки плотного колчедана с мощностью 0.4 м, 0.5—1 м, иногда даже до 3—4 м. Содержание меди и цинка в этих прожилочках очень богатое, иногда содержание меди

доходит до 7—8%, но в среднем от 3.5 до 4.5%. Вкрапленная зона в этих месторождениях имеет очень большую мощность, как, например, на месторождении Левиха XII по шурфу № 15 на глубине 20 м. Заданные кваршлаги тянутся как на запад, так и на восток. Общая длина кваршлагов доходит до 60 м и более. Среднее содержание меди и цинка в импрегнированных кварцево-серицитовых сланцах по кваршлагам колеблется: меди от 0.25—2.45%, цинка от 0.91—4.33%.

Минералогический состав этих месторождений тот же, что и в предыдущих месторождениях. Участие галенита несколько увеличивается по сравнению с предыдущими месторождениями. Месторождения Левиха XII и IV очень ярко подтверждают установку в отношении оценки Левихинского рудного поля, как месторождений вкрапленных руд в основном, что практически и выявляется на их примере.

В выработках, так же, как и в других месторождениях, найдены авгитовые порфиры.

Месторождения, расположенные по восточной зоне рудного поля

Эта зона расположена на восточной окраине Левихинской зелено-каменной полосы и тянется параллельно западной зоне, с севера на юг. Расстояние между этими зонами не более, чем 400—700 м. В отдельных участках разветвления тектонических зон очень близко подходят друг к другу, местами же они удаляются. На этой тектонической зоне расположены следующие месторождения с севера на юг: Левиха III, Левиха II, VII, VIII и Левиха V. В смысле разведанности восточная тектоническая зона далеко отстает от западной. Если в районе западной зоны выявлены такие крупные месторождения, как Левиха IX, X, XI и I, то по восточной полосе из до сих пор выявленных наибольшим рудным телом является Левиха II, остальные месторождения представлены вкрапленными рудами с прожилочками плотного колчедана с очень маленьким удельным весом. Это положение не дает никакого основания заранее похоронить перспективу оруденения восточной зоны, не смотря на то, что все же интенсивность оруденения здесь гораздо слабее, чем в западной зоне. Меньшее относительное значение месторождений восточной зоны исключительно необходимо объяснить неизученностью последней, как, например, громадные пространства между Левиха VII, VIII и Левиха V до 1.5 км совершенно не разведаны. Даже выявленные месторождения Левиха VII, VIII не доразведаны до конца. Все вышеуказанные месторождения после некоторых разведочных работ законсервированы и приостановлены по различным причинам.

В самой северной части этой зоны расположено месторождение Левиха III. Оно вскрыто разрезом и рядом буровых скважин. Рудное тело представляет ряд прожилков с очень малой мощностью и малым простираем на глубину. Сква. № 108 на глубине около 40 м только захватила нижнюю часть жилы, где последняя представлена вкрапленными

рудами. Орографически месторождение расположено в заболоченном участке, что не давало возможности окисления выходов жилы, кроме того, месторождение покрыто глинистым материалом с большой водонепроницаемостью. Эти факторы вполне благоприятствовали отсутствию зоны окисления. Зона выщелачивания представлена в виде тонкого маломощного слоя колчедана сыпучки с кусками плотного колчедана. Промежутки между этими рудными жилами и прожилочками представлены кварцево-серицитовыми сланцами с густой вкрапленностью сульфидов. По вещественному составу месторождение представляет медно-цинковое; из минералов мы имеем: халькопирит, цинковая обманка, теннантит, ковеллин, халькозин, галенит, серицит, кварц и др. Содержание меди в среднем доходит до 6—7%, а цинка до 17—18%. Месторождение законсервировано по той причине, во-первых, что оно якобы не имеет крупных запасов меди и цинка, и во-вторых, что оно существенно цинковое.

В 0,6 км южнее по той же зоне расположено месторождение Левиха II. Оно по размерам оруденения представляет самое крупное месторождение в этой зоне (по крайней мере из до сих пор выявленных).

Месторождение расположено в низком участке рудного поля и в выходах представлено сильно ожелезненными кварцево-серицитовыми сланцами. Местами встречается типичная жила железной шляпы. Эти ожелезнения являются результатами окисления как вкрапленников в кварцево-серицитовых сланцах, так и прожилков плотного колчедана. Рудное тело состоит из ряда жил, линз и прожилочков в среде вкрапленных руд. По горным выработкам гор. 38, 40, 42, 44, 46, 48, 50, 53 м выявлены только две более или менее обособленные линзочки, причем обе они не имеют выхода на поверхность. Более устойчивая и мощная из них—западная линза. Обе эти линзы появляются на глубине 28—30 м и уже на глубине 50 м восточная линза уменьшается в мощности, расщепляясь на отдельные прожилочки, и, повидимому, не доходя до глубины 60 м, последние переходят во вкрапленные руды. Максимальная мощность на глубине 46 м в северном участке рудного тела доходит до 4 м, постепенно уменьшаясь к югу. Максимальное протяжение этой линзы доходит до 30 м на том же горизонте 46 м.

Западная линза более крупная. Она также не имеет выхода на поверхность и также появляется на глубине 30 м от поверхности. Мощность этой линзы также небольшая, в среднем 2,5—4 м. В отдельных участках, особенно к югу, встречаются раздувы, достигающие до 6—9 м. По протяжению эта линза доходит до 80 м. На горизонте 42—44 м протяжение доходит до 55 м, причем мощность более или менее равномерная, на горизонте 46—48 м протяжение 65 м, причем в северной части линза начинает уменьшаться в мощности, собственно говоря, расщепляется на отдельные прожилочки. На гор. 53 м протяжение линзы 90 м, причем северная часть ее уже состоит из расщепленных прожилков плотного колчедана, прерывающихся сплошь по простиранию линзы в кварцево-

серицитовых сланцах. Повидимому, с глубиной в северной части линзы, прожилочки плотного колчедана исчезают, переходя во вкрапленные кварцево-серицитовые сланцы. Таким образом, если пренебречь протяжением северной части линзы, состоящей из вышеуказанных прожилочков, мощностью не более 0.8 м, то можно принять протяжение плотного колчедана на этом горизонте 50—55 м, а 30 м протяжения идут за счет вкрапленных руд с прожилочками плотного колчедана.

Заданная скв. № 114 длиной 195 м нигде не обнаружила плотного колчедана, за исключением отдельных участков кварцево-серицитовых сланцев с густой вкрапленностью сульфидов. Скважина на глубине 150 м по вертикали вошла в авгитовые порфиры, которые во всех горизонтах контактируют с рудными телами в лежащем боку. Таким образом можно предположить, что и главная линза выклинивается несколько ниже горизонта 53 м. Пройденные горные выработки на горизонте 80 м на южной части месторождения еще обнаружили рудное тело, что дает нам основание предположить выклинивание этой линзы ниже 80 м, примерно 90—100 м от поверхности. Вмещающими породами являются те же кварцево-серицитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов. Последние распространены по всяческому боку рудных линз более широко, чем по лежащему боку. По лежащему боку линз как раз выступает дайка авгитовых порфиров. Местами они непосредственно контактируют с рудной линзой, и последняя на юге при встрече с авгитовыми порфирами тупо выклинивается. Это дает подтверждение тому, что авгитовые порфиры являются наиболее молодым образованием в месторождениях, были слабо метаморфизованы и являлись задерживающими факторами рудных термов.

Вещественный состав месторождения состоит из тех же минералов: халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, ковеллин, халькозин, пирит.

В трещинах боковых пород в порфиритах встречалась самородная медь. Наибольшее распространение имеют: халькопирит, сфалерит и пирит.

Месторождение существенно медно-цинковое, среднее содержание меди и цинка выражается в следующих цифрах (в ‰):

Cu	6—8
Zn	14

Не имея полного анализа по всем горизонтам и по всем выработкам, приводим среднее содержание вышеуказанных металлов по опробованию двух линз по гор. 40 и 44 м (в ‰):

Гор. 40 м	Cu	9.0	} Среднее содержание по главной линзе
	Zn	11.6	
	Cu	9	} По восточной второстепенной линзе
	Zn	12.0	
Гор. 44 м	Cu	9.6	} Среднее содержание металла в главной линзе
	Zn	11.6	
	Cu	7	} Среднее содержание металла во второстепенной линзе.
	Zn	19.5	

Среднее содержание этих металлов по этим двум горизонтам показывает, что с глубиной содержание этих металлов остается более или менее постоянным в главной линзе, но резко увеличивается содержание цинка в восточной линзе. По оценке месторождения Левиха II можно сказать, что оно

а) существенно медно-цинковое;

б) выявленные линзы плотного колчедана хотя и немощны, все же заслуживают дальнейшего изучения и разведки;

в) быстрое выклинивание линз плотных колчеданов не должно служить критерием отрицательной оценки месторождения, ибо линзочки и линзы колчедана могут и должны встречаться среди кварцево-серицитовых сланцев с густой вкрапленностью, как слепые линзы, аналогично уже выявленным без выходов на поверхность. Кстати сказать висячем боку главной линзы имеется ряд прожилочков плотного колчедана. Последние выявлены расщепкой по висячему боку рудных линз на гор. 40 м.

Еще южнее Левиха II расположены еще мало разведанные зоны вкрапленных руд Левиха VII и VIII. Проведенные здесь горные выработки с разведочной целью (шурфы и буровые скважины до глубины 100—80 м) характеризуют, правда не совсем детально, эти два месторождения как зоны вкрапленных руд с прожилками плотных руд. Разведка этих двух месторождений недостаточна, чтобы дать оценку, но во всяком случае содержание металла по скважинам и шурфам показывает, что даже в том виде, в каком выявлены эти месторождения как вкрапленные рудные тела, по содержанию металла они рентабельны для эксплуатации. Среднее содержание меди равно от 1.1 до 1.7%. В отдельных участках содержание ее доходит до 12%. Что касается цинка, то выявляются участки бедные цинком и участки богатые цинком; содержание цинка последних колеблется от следов до 5—6%, в отдельных редких случаях анализы дают содержание цинка более 20%. Месторождение законсервировано в виду того, что проблема эксплуатации вкрапленных руд якобы еще не решена. Мотивы эти должны быть полностью отвергнуты, ибо проблема эксплуатации вкрапленных руд конкретно для Левихинского рудного поля упирается в основном на наше строительство, умение рентабельно извлекать медь и цинк; масштаб же месторождений очень большой. Вся проблема заключается в освоении обогатительной фабрики в Левихе, а также флотационного процесса на Левихе и Калате. Нужно отметить, что вышеуказанная неверная установка до сих пор затормозила постройку обогатительной фабрики на Левихе.

И, наконец, на самом южном участке этой тектонической зоны выявлено месторождение Левиха V, в котором среди кварцево-серицитовых сланцев с вкрапленниками сульфидов имеются выходы жилы бурого железняка, прослеженной шурфом до глубины 20 м. Эта жила до выклинивания полностью окислена. В двух кварцитах 12 м и 19 м встречена эта жила, причем мощность ее постепенно книзу убывает. Если в квар-

шлаге 12 м мощность жилы равняется 2 м, то уже на глубине 19 м сама жила разветвляется на отдельные прожилочки с мощностью 0.5 м и по видимому с глубиной очень быстро выклинивается. Как в месторождениях Левиха VII и VIII, так и здесь в квершлагах и других выработках появляются авгитовые порфириты.
