

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Вып. 65. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 14). 1952

А. А. ЯКЖИН

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А. А. ЯКЖИН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

ВВЕДЕНИЕ

Нагольный кряж находится в Донецком бассейне и представляет собой ряд параллельных возвышенностей, вытянутых в северо-западном направлении вдоль реки Нагольной.

В результате геологических исследований последнего времени получен обширный геологический материал, освещающий структуру рудных участков, парагенетические особенности руд и т. п.

Настоящая работа является попыткой обобщить результаты геологического изучения Нагольного кряжа, с учетом всех данных, полученных за последние годы.

Геологическое строение Нагольного кряжа достаточно полно описано в общих работах по Донецкому бассейну, поэтому здесь приводится лишь краткая характеристика стратиграфического разреза, а основное внимание уделено проявлениям магматической деятельности, структурам и вопросам минерализации. Для решения последних произведено детальное минералогическое изучение рудных жил в горных выработках, а также старых отвалов, просмотрено при микроскопических исследованиях большое количество прозрачных и полированных шлифов пород и руд, обработана большая коллекция камней, выполнены химические анализы минералов.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

А. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ [ОЧЕРК]

Нагольный кряж, занимающий центральную часть Главного Донецкого антиклинала, в основном сложен осадочными образованиями каменноугольной системы. Подчиненное значение имеют меловые и третичные отложения. В отдельных пунктах отмечены выходы жильных изверженных пород, имеющих ничтожное распространение.

Каменноугольные отложения представлены свитами C_1^{1-5} и C_2^{1-2} . Более молодые образования карбона (C_2^{3-7} и C_3), являющиеся продуктивной толщей Донецкого каменноугольного бассейна, развиты

несколько севернее района свинцово-цинкового оруденения. Отложения карбона относительно интенсивно дислоцированы. В южной части района они перекрыты породами мелового возраста.

Меловые осадки образуют весьма пологие складки. Эти отложения по времени образования относятся к сеноманскому, туронскому, коньякскому и сантонскому ярусам.

Третичные отложения трансгрессивно перекрывают карбоновые и меловые отложения и распространяются значительно севернее последних.

Осадки послетретичного времени представлены делювиальными накоплениями водоразделов и склонов и элювиальными отложениями речных долин. Они образуют почти повсеместно покров наносов различной мощности.

Изверженные породы, в виде жил небольшой мощности, установлены у с. Ново-Павловки, в бассейне р. Тузлова, у пос. Болдырева, северо-западнее с. Успенки и восточнее с. Белояровка. Во всех указанных пунктах они прорывают породы каменноугольной системы и не выходят за ее пределы.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфия рассматриваемого района Донецкого бассейна установлена капитальными работами П. И. Степанова (1910—1915), Н. А. Родыгина (1924), А. А. Сняткова (1915), Б. Ф. Мефферта, А. П. Ротая и др. Работы, проведенные в связи с изучением рудоносности Нагольного кряжа, позволили детализировать разрезы отдельных участков, но не внесли каких-либо существенных поправок в общую схему стратиграфического подразделения каменноугольных отложений.

Каменноугольные отложения

Каменноугольные отложения стратиграфически принадлежат свитам C_1^4 , C_1^5 , C_2^1 , C_2^2 и C_2^3 . Все они залегают согласно между собой, а также согласно перекрываются породами более высоких стратиграфических горизонтов карбона, которые в районе полиметаллических проявлений Нагольного кряжа не встречаются, а потому ниже и не описываются.

Свита C_1^4

Отложения свиты C_1^4 выходят на поверхность южнее полосы полиметаллического оруденения Нагольного кряжа.

Рассматриваемая свита обнажена в районе лишь верхней своей частью и состоит в основном из сланцев, тогда как песчаники и известняки в ней имеют крайне ограниченное распространение.

Верхней границей свиты C_1^4 является известняк E_1 , лежащий в основании свиты C_1^5 . Ниже известняков E_1 в сланцах залегают мощный пласт кварцитовидного песчаника, подстилаемый толщей различных сланцев, содержащих прослой оолитовых известняков (D_7), в слоях которого обильна фауна.

Свита C_1^5

Отложения свиты C_1^5 , широко развитые в Нагольном кряже, слагают ядро Главного антиклинала. Эта свита в большей своей части состоит из черных глинистых сланцев и песчано-глинистых сланцев, среди которых залегают пачки песчаников и тонкие прослой известняков.

В основании свиты C_1^5 залегают известняки E_1 . Толща известняков E_1 , имеющая довольно постоянный характер, состоит из восьми слоев

известняка, нередко выклинивающихся или разветвляющихся на несколько прослоев, разделенных пачками глинистых сланцев.

Верхней границей свиты C_1^5 является горизонт мандрыкинских известняков F_1 , лежащий в основании свиты C_1^2 .

Выше известняков E_1 среди сланцев залегают два пласта кварцитовидных песчаников небольшой мощности, разделенных сланцами с прослоем известняков E_1^2 . Эти песчаники, именуемые свистуновскими, обнажаются в ряде мест.

Следующая свита кварцитов, состоящая из четырех пластов кварцитовидных песчаников, отделена от свистуновских песчаников пачкой сланцев.

Выше кварцитовидных песчаников залегают свита саур-могильских кварцитовидных песчаников.

Саур-могильская толща кварцитовидных песчаников состоит из чередующихся со сланцами четырех пластов песчаника, которые образуют гривы или скалистые выходы и обнаруживают исключительную выдержанность по простираению.

Саур-могильские кварцитовидные песчаники стратиграфически эквивалентны песчаникам Нагольного кряжа. Однако А. Л. Додин не разделяет этого взгляда и считает, что песчаники Нагольчика соответствуют кварцитовидным песчаникам горы Круглой или даже, возможно, свистуновским песчаникам.

Выше саур-могильских кварцитовидных песчаников залегают сланцы с несколькими прослоями известняков и песчаников, очень часто выклинивающихся по простираению. Разрез свиты C_1^5 заканчивается так называемыми мандрыкинскими известняками, обычно представленными тремя слоями, именуемыми E_9^1 , E_9^2 и F_1 .

Выше описанных песчаников лежит пачка глинистых сланцев, в средней части которых залегают мощный пласт песчаников. Над сланцами залегают еще пять сближенных пластов кварцитовидных песчаников.

На 50 м выше второй пачки песчаников в сланцах залегают еще два мощных пласта песчаников, над которыми имеется толща глинистых сланцев.

Нижнюю пачку песчаников Нагольчанского купола мы склонны параллелизовать с кварцитовидными песчаниками горы Круглой, а верхнюю пачку с саур-могильскими песчаниками.

Отложения свиты C_1^5 хорошо охарактеризованы фауной и флорой.

Свита C_2^1

Отложения свиты C_2^1 узкой полосой окаймляют с севера и юга Главный антиклинал и Амвросиевское куполовидное поднятие.

Разрез свиты C_2^1 характеризуется значительным развитием сланцевых песчаников.

Нижней границей свита C_2^1 являются мандрыкинские известняки F_1 , верхней границей известняк G_1 .

Нижняя часть свиты C_2^1 сложена глинистыми сланцами. Выше известняков F_1 начинается чередование пластов песчаника и песчано-глинистых сланцев, среди которых в верхней части разреза установлены три прослоя известняка, по простираению выклинивающихся или сменяющихся известковистыми песчаниками. В средней части разреза свиты C_2^1 среди сланцев залегают пласт кварцитов небольшой мощности.

В восточной части района разрез свиты C_2^1 характеризуется значительным развитием сланцевых песчаников, переслаивающихся с песчано-глинистыми и глинистыми сланцами.

галька количественно резко преобладает над цементом. Обычно галька состоит из сланцев и реже из песчаников и имеет овально-сплюснутую форму, вследствие чего она располагается в конгломератах ориентированно и отдельными слоями. Галька песчаников имеет более округлую форму в сравнении с галькой, состоящей из сланцев.

По минералогическому составу цемент конгломератов полевошпатово-кварцевый, отвечающий песчаникам, широко представленным во всех свитах карбона. Галька конгломератов по своему характеру соответствует породам нижележащих сланцевых свит карбона.

Кроме того, конгломераты встречены в свите C_1^5 . Здесь они имеют небольшую мощность и покрыты черными глинистыми сланцами с прослоями грубозернистых песчаников. Глинистые сланцы, песчаники и конгломераты имеют простирание СЗ 290° и падение СВ 30° . Подстилающими породами являются глинистые сланцы, у контакта с конгломератами имеющие простирание ЮЗ 260° и падение СЗ 42° , которые дальше изменяются на простирание СЗ 295° , падение СВ 35° . Таким образом, намечается некоторое угловое несогласие в залегании конгломератов и подстилающих их сланцев.

Конгломераты состоят из крупновалунного материала, сцементированного песчано-глинистым цементом. Валунны преобладают над цементом и представлены сланцами, песчаниками, кремнистыми образованиями.

Иногда встречаются пачки чередующихся пластов конгломерата и песчаников. Они залегают в свите C_1^5 и по своему петрографическому составу ничем не отличаются от вышеописанных.

На границе свит C_2^1 и C_2^2 залегают грубозернистые песчаники с остроугольными обломками сланцев и мелкогалечниковые конгломераты.

Песчаники

По размеру зерен песчаники могут быть разделены на три группы: грубозернистые песчаники, мелкозернистые сланцеватые песчаники и сливные кварцитовидные песчаники.

Отдельные структурные разновидности пород обнаруживают между собой постепенные переходы.

По минералогическому составу среди песчаников могут быть выделены разности кварцевых, кварцево-полевошпатовых и кварцево-карбонатных песчаников. Чистые разности кварцевых песчаников, а также кварцево-карбонатные песчаники встречаются очень редко. Наиболее распространены кварцевые песчаники с значительной примесью других минералов.

1. Грубозернистые песчаники наиболее характерны для отложений свит C_1^5 , C_2^1 и C_2^2 .

Эти крупнообломочные породы образуют довольно мощные пласты, имеют толстоплитчатую или угловато-глыбовую отдельность и грубослоистое сложение.

Слоистость в крупнозернистых песчаниках выражена довольно отчетливо и обусловлена или чередованием слоев различной крупности зерна, или чередованием различно окрашенных слоев песчаника. Нередко встречаются песчаники с косой слоистостью, волноприбойными знаками или отпечатками растительных остатков.

Грубозернистые песчаники имеют грубоплитчатую параллелепipedальную отдельность.

Цвет описываемых песчаников светлосерый и иногда коричневый различных оттенков в связи с лимонитизацией пирита, содержащегося в отдельных разностях песчаника в довольно заметных количествах.

Структура песчаников массивнозернистая. Зерна имеют окатанную, полуокатанную и реже угловатую форму и сцементированы кремнистым или глинисто-кремнистым цементом. В песчаниках присутствуют: кварц, полевые шпаты, пластинки слюды, зерна магнетита, кристаллы пирита, апатита, турмалина, рутила, обломки кварцитов и кислых эффузивных пород. Преобладающим является кварц. В состав цемента входят хлорит, серицит и лимонит.

Зерна полевых шпатов по форме аналогичны зернам кварца. По составу полевой шпат песчаников в большинстве случаев относится к кислым и средним плагиоклазам, реже встречается калиевый полевой шпат. В полевых шпатах нередко агрегативные скопления каолина и серицита. Плагиоклаз имеет полисинтетическую двойниковую штриховку, которую из-за обильно развитого пелита не всегда возможно наблюдать.

Мусковит и биотит встречаются в форме листочков и пластиночек, количественно преобладает первый.

Пирит в песчаниках встречается относительно часто. Он обычно превращен в лимонит или нацело выщелочен из породы, что легко распознается по кубической форме пор в песчаниках, свойственной кристаллам пирита. Лишь в образцах, взятых вне зоны окисления, наблюдаются сохранные кристаллы пирита.

Карбонат известен в некоторых разностях кварцево-карбонатных песчаников. Карбонат является первичным минералом и представлен неправильными скоплениями и отдельными зернами, беспорядочно распределенными в шлифе. Точных определений минерала не имеется, но, судя по высокому показателю преломления во всех разрезах, этот карбонат вероятнее всего является доломитом.

Магнетит встречается в песчаниках в довольно обильном количестве; он имеет форму мелких точечных зерен, реже более крупного размера. Часто наблюдаются включения магнетита в кварце или полевых шпатах.

Апатит, рутил, турмалин и другие аксессуарные минералы в шлифах встречаются очень редко. Они имеют форму угловатых или полуокатанных обломков обычно небольшого размера.

Обломки кислых эффузивных пород, встреченные в песчаниках свит C_1^5 и C_2^2 , имеют обычно микрозернистую структуру и небольшой размер.

Зерна песчаника сцементированы кремнистым, пелитовым, а иногда лимонитовым веществом. Среди цемента широко развиты чешуйки серицита, реже встречаются хлорит и другие минералы. По соотношению цемента и основных минералов можно различать цемент контактный, базальный и цемент пор. Наиболее развит в песчаниках цемент базальный и цемент пор.

2. Мелкозернистые сланцеватые песчаники развиты в районе более широко, чем грубозернистые песчаники. Они встречаются во всех свитах карбона. Отличительной особенностью сланцеватых песчаников является их тонкоплитчатая стдельность.

Сланцеватые песчаники имеют темносерую или коричневых оттенков окраску, часто несут волноприбойные знаки. В этих песчаниках присутствует значительное количество мусковита и серицита, листочки которых ориентированы по сланцеватости породы. Содержание полевых шпатов и карбонатов редко бывает высоким; в небольшом количестве присутствуют рутил, апатит, турмалин и в несколько большем количестве развиты биотит и роговая обманка.

Цемент в сланцеватых песчаниках обычно глинисто-серицитовый. Нередко среди цемента обильно развивается лимонит. Обычно сланцеватые песчаники богаты цементом.

3. Кварцитовидные песчаники. Обычно кварцитовидными песчаниками в Нагольном кряже принято называть чистые разности

кварцевых песчаников, характеризующиеся небольшим содержанием кремнистого цемента, который иногда совсем отсутствует. Кварцевые зерна в этих песчаниках плотно прилегают друг к другу, создавая мостовидную структуру. Характерными чертами кварцитовидных песчаников являются светлосерая окраска, слабо выраженная слоистость, неправильная отдельность, мелкозернистое строение.

Кварцитовидные песчаники состоят из зерен облачно угасающего кварца, имеющих окатанную или полуокатанную форму. Кроме того, в них в небольшом количестве встречаются зерна полевых шпатов из группы кислых плагиоклазов, пластинки и листочки мусковита, хлорита и серицита, обломки пород, зерна рутила, апатита и других минералов. Цемент, как отмечено, всегда кремнистый, с редкими чешуйками серицита или хлорита.

Кварцитовидные песчаники в Нагольном кряже не имеют большого распространения и встречаются в виде тонких пластов в свитах C_1^5 , C_2^4 , C_2^2 и C_3^3 .

Сланцы

Сланцы, сравнительно с песчаниками, образовались в области, более удаленной от береговой линии, куда доносился тонкообломочный, илистый материал. В более близких участках к береговой полосе происходило осаждение не только илистых частиц, но и песчанистого материала, что привело к образованию песчанистых разностей сланцев. Резких переходов между песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, а также песчаниками не наблюдается.

Глинистые сланцы являются тонкорассланцованными породами, окрашенными в темный и черный цвет. Песчано-глинистые сланцы обычно тонкоплитчатого сложения и окрашены в темносерый цвет. Песчаные разности сланцев имеют грубоплитчатую отдельность и окрашены в более светлые оттенки серого цвета.

Для всех разновидностей сланцев характерна плитчатая отдельность с ровной поверхностью; реже плоскости отдельности имеют волнистый характер. «Занозистые» плоскости отдельности нередки для сильно трещиноватых, раздробленных и перемятых сланцев.

На поверхности глинистые сланцы окрашены в бурый, оранжевый, серый и фиолетовый цвета. Как показали микроскопические исследования, подобная окраска сланцев вызвана наличием большого количества окислов железа и в некоторых случаях — окислов марганца.

Песчаные разности сланцев обычно состоят из чередующихся тонких слоев тонкопсаммитового и пелитового вещества. Макроскопически это подчеркивается различной интенсивностью окраски отдельных прослоек.

При микроскопическом анализе сланцы обнаруживают тонкую слоистость. Отдельные слои имеют иногда настолько малую мощность, что видны лишь при очень сильном увеличении. Слои различаются или по крупности зерна, или по минералогическому составу.

В минералогическом отношении глинистые сланцы состоят из мельчайших глинистых (пелитовых) частиц с незначительной примесью зерен кварца, карбоната, кристаллов пирита, тонких чешуек серицита, хлорита, иногда биотита. Редко встречаются мельчайшие зерна рутила, апатита, турмалина, магнетита. Чешуйки серицита и хлорита обычно ориентированы в породе плоской стороной по сланцеватости.

Иногда хлорит и серицит развиваются в таком большом количестве, что представляется возможным среди сланцев выделить кварцево-хлоритовые и серицитовые разновидности. Но эти разновидности сланцев не имеют большого распространения.

Некоторые разности сланцев обнаруживают повышенное содержание углистого вещества, которое в шлифах концентрируется в отдельные неправильной формы участки или распределяется по всей площади шлифа в виде тонкодисперсной массы.

Толщам глинистых сланцев подчинены многочисленные конкреции, состоящие из кремнистого вещества или из пирита. Поперечник этих конкреций измеряется несколькими сантиметрами. Обычно конкреции имеют форму шара или эллипсоида.

При раскалывании конкреций нередко в их центре распознаются ядра раковин и отпечатки растений, остальная же часть конкреции сложена из мелкозернистого плотного пирита и реже из плотного кремнисто-глинистого вещества. Пирит обильно насыщает породу, что дает основание на выделение особой разновидности пиритизированных сланцев, залегающих в виде отдельных прослоек, линз или пластов, нередко прослеживающихся по простиранию на значительные расстояния.

В пиритизированных глинистых сланцах пирит, имеющий форму ограниченных кубиков размером от 1—2 до 20—30 мм, неравномерно распределен среди основной глинистой массы, содержащей мельчайшие зерна кварца, карбоната, полевого шпата и других минералов. В случае, если пирит представлен очень мелкими кристалликами, он довольно равномерно насыщает породу. Пирит глинистых сланцев надо считать минералом сингенетическим, широко развитым в угленосных толщах Донбасса.

Породы известняковой фации

Породы известняковой фации возникли в результате жизнедеятельности морских организмов.

В каменноугольных отложениях Донецкого бассейна известняки занимают не более 1,5—2% от общей мощности пород.

Известняки залегают в породах сланцевой фации в виде отдельных тонких пластов.

Цвет известняков в свежем изломе серый различных оттенков, до черного; реже встречаются коричнево-желтые разности. В зоне выветривания, в результате гидрохимических процессов, многие известняки интенсивно лимонитизированы (оруденелые известняки), становятся мягкими и обычно приобретают темнобурую окраску.

Замещение известняков гидратом окиси железа нередко распространяется на всю мощность пласта.

Кроме оруденения для некоторых горизонтов известняков характерно окремнение.

Слоистость в известняках отсутствует или слабо выражена. По трещинам часто встречаются прожилки кальцита. Излом известняков неровный, раковистый, *з а н о з и с т ы й*, *б у г р и с т ы й*, *о о л и т о в и д н ы й*. Структура известняков крупнозернистая, тонкозернистая и редко — оолитовая.

По минералогическому составу среди известняков можно различать чистые разности, состоящие почти нацело из карбонатов, и известняки, содержащие кварцево-илистый материал. Б. Ф. Мефферт считает, что известняки «... в главной своей части состоят из органогенного шламма с большей или меньшей примесью химического водного осадка. Содержание же минерального ила в некоторых известняках сближает их до известной степени с породами сланцевой фации».

Органический ил, являющийся преобладающей составной частью большинства известняков, состоит из тонкоизмельченных известковых скелетных образований морских организмов, начиная с простейших и кончая раковинами моллюсков. Химически осажденные соединения

представлены главным образом карбонатами извести, в значительно меньшей мере магнезии, к которым присоединяются в небольшом количестве окислы железа и др. К этим главным составным частям примешан нередко в большем или меньшем количестве тонкий глинистый и кварцевый материал, принесенный во взвешенном состоянии от береговой зоны. Большая часть петрографических разностей известняков Донецкого бассейна и может быть охарактеризована в общем виде, соответственно тому или иному преобладанию упомянутых составных частей.

Последующими процессами диагенеза известковые осадки преобразовываются главным образом в направлении перекристаллизации карбонатных соединений. В плотной массе известняков кальцит представляет частью более или менее крупнокристаллический агрегат, частью в виде тонкозернистой кальцитово-магнезитовой массы заполняет пространство между известковыми органическими остатками. Последние при перекристаллизации весьма часто переходят в бесструктурную кальцитовую массу.

Из рассмотрения литологического состава пород песчано-сланцевой и известковой фаций можно сделать следующие выводы:

1. Породы Нагольного кряжа являются отложениями прибрежной зоны каменноугольного бассейна; из них глинистые сланцы относятся к более глубоководной фации. Образование известняков отвечает периодам наименьшего привноса терригенного материала из областей сноса.

2. Частая смена фаций в вертикальном и горизонтальном направлении есть выражение многократных изменений береговой линии.

3. Однообразный минералогический состав пород сланцевой толщи указывает на относительное постоянство областей сноса и однообразие пород, которые подвергались размытию.

4. Образование чистых разностей кварцевых песчаников указывает на значительную отсортированность терригенного материала.

5. Обильное развитие в породах серицита и хлорита связано с метаморфизмом каменноугольных отложений, вызванным повышением давления и температуры при погружении слоев на глубину.

3. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Изверженные породы в Главном антиклинале встречены лишь около с. Ново-Павловки, в балке Якушевой, впадающей справа в р. Миус, и в бассейне р. Глухой. По минералогическому и химическому составу эти породы являются лампрофирами. В русле балки Должник около пос. Грабова в наносах встречены куски пироксеновых диабазов, по внешнему виду напоминающие породы района с. Ново-Павловки. Обломки камптонитов встречены по балке Скотовой на северном крыле Бобриковского куполообразного поднятия.

Значительно больше выходов изверженных пород известно южнее Нагольного кряжа, в районе Амвросиевско-Голодаевского антиклинального поднятия.

Изверженные породы из района с. Ново-Павловки

Впервые изверженные породы по балке Якушевой около с. Ново-Павловки обнаружены в 1935 г. геологом И. М. Мироновым. Позднее в бассейне р. Глухой, южнее Ново-Павловки, П. Г. Белик встретил еще пять жил подобных же пород.

По П. Г. Белику, в балке Якушевой, впадающей справа в р. Миус, толщу каменноугольных глинистых сланцев и пласт известняка прорывают две дайки изверженных пород. Простирание их СВ 15°, падение

СЗ 85°. Мощность даек изменяется от 0,20 до 2,85 м. На дневной поверхности выходы их прослеживаются по обоим бортам балки на 300 м. Зарисовка одной из жил в обнажении приведена на фиг. 1.

По левому борту балки Калиновой, впадающей слева в р. Глухую, западнее с. Ново-Павловки, среди песчано-глинистых сланцев встречена дайка изверженных пород, имеющая широтное простирание и падение на север под углом 75—85°. Глинистые сланцы имеют то же простирание, но падают на север под углом 40°. Дайка прослежена по простиранию на 50 м. Наибольшая мощность ее 1,1 м.

В балке Долгой (восточнее балки Шамраевой), впадающей также слева в р. Глухую, среди глинистых сланцев обнаружена дайка меридионального простирания. Мощность дайки в среднем 47 см, при выветривании она распадается на остроугольные отдельные. Цвет ее буровато-коричневый.

Западнее с. Ново-Павловки, между балкой Калиновой и балкой Осиковой, на левом склоне р. Глухой найдены куски изверженной породы с шаровой отдельностью. Порода эта сходна с ранее описанными образованиями.

На левом берегу р. Миуса, у самого с. Ново-Павловки, песчано-глинистые толщи значительно дислоцированы и образуют ряд вторичных небольших антиклинальных складок, разбитых продольными сбросами. По этим сбросовым трещинам, а также плоскостям сланцеватости произошло внедрение изверженных пород. На этом участке у с. Ново-Павловки, близ часовни и в других местах на левобережье Миуса, П. Г. Великом установлены еще три выхода тех же жильных пород.

Описанные породы мелкозернисты, имеют массивную текстуру, серовато-зеленую окраску в выветрелом состоянии и темносерую или синеватую в свежем изломе. Макроскопически различается большое количество темного игольчатого амфибола.

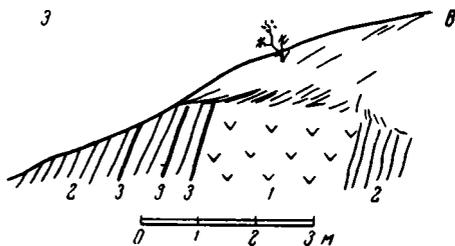
Структура пород полнокристаллическая гипидиоморфнозернистая, реже — офитовая. Главные минералы — плагиоклаз и амфибол присутствуют в равных количествах. Существенным минералом является пироксен, подчиненное значение имеет оливин, в небольшом количестве встречаются магнетит, пирит, биотит, апатит. Из вторичных минералов отмечены кальцит, хлорит, серпентин.

Плагиоклаз в породе представлен в форме неправильных зерен или табличек, расположенных между призмами амфибола. Количество его достигает 40—50%. Измерения на Федоровском столике показали, что плагиоклаз принадлежит к группе лабрадор-битовнита № 68—80.

Амфибол (роговая обманка — $2V = 84-86^\circ$, $cNg = 20-22^\circ$) в породе встречается в виде идиоморфных призмочек, окрашен в бурый цвет, имеет резкий плеохроизм, заметно хлоритизирован, присутствует в количестве 20—40%.

Пироксен авгит ($+2V = 58-60^\circ$, $cNg = 40-49^\circ$) в одних шлифах преобладает по количеству над амфиболом, в других уступает ему. Он встречается в идиоморфных зернах светлорубого цвета с заметным плеохроизмом.

Оливин сохранился в виде редких остаточных зерен среди карбонато-серпентиновой массы. Чаще он нацело замещен серпентином, по видимому



Фиг. 1. Обнажение жилы лампрофира по балке Якушевой у с. Ново-Павловки.

1 — жила лампрофира; 2 — глинистые сланцы; 3 — тектонические трещины.

хризотилом, количество которого в отдельных шлифах достигает нескольких процентов. Биотит встречается в форме неправильных мелких листочков коричневого цвета с плеохроизмом в тех же тонах.

Апатит встречен в редких шлифах в виде игольчатых кристаллов.

Карбонат присутствует в заметном количестве, развиваясь в основном по плагиоклазу. Он образует мелкозернистые агрегаты и реже встречается в форме более или менее крупных зерен.

Из рудных минералов присутствуют магнетит и пирит. Они представлены мелкими зернами. Магнетит чаще ассоциирует с цветными минералами.

Описанные; ниже лампрофировые породы Ново-Павловки отличаются от камптонитов и мончикитов значительно меньшим содержанием в них глинозема и щелочей.

Изверженные породы из района пос. Болдырева

В районе пос. Болдырева плагиопорфиры встречены в четырех пунктах: 1) на правом берегу р. Большой Несветай в 200—300 м на северо-восток от поселка; 2) в устье балки Большой Дубовой, впадающей в р. Керету, в северо-западной части поселка; 3) на левом берегу р. Большого Несветая к востоку от поселка и 4) к югу от поселка, на горе Зайцевой (фиг. 3). В первых двух пунктах изверженные породы залегают в форме небольших штокообразных тел сечением в 30—40 м, оконтуренных по высыпкам.

Изверженные породы, расположенные к востоку от пос. Болдырева, непрерывно обнажены в обрывистом левом берегу р. Большого Несветая на протяжении 50—60 м. Далее на восток они прослеживаются на 200—250 м в виде гривки — холмиков, имеющих широтное направление, соответственно элементам залегания вмещающих их песчаников и сланцев. Довольно точно вырисовывается жильная форма интрузива, имеющего длину 300—400 м и мощность 40—60 м. Простираение их — согласное с вмещающими породами, падение, по видимому, крутое. В северной части изверженные породы граничат с глинистыми, сильно выветрелыми сланцами и песчаниками. В песчаниках обильно развиты серицит и хлорит, имеющие кучное, но ориентированное расположение, и образовавшиеся за счет изменения плагиоклаза и цемента песчаников под влиянием контактового метаморфизма.

Плагиопорфиры горы Зайцевой, являющейся водоразделом рр. Кереты и Большого Несветая, залегают в форме секущей крутопадающей дайки северо-восточного простираения, мощностью в несколько десятков метров и прослеженной в длину свыше чем на 400—450 м. Дайка залегает среди глинистых сланцев, имеющих простираение СЗ 300—310° и падение ЮЗ 30—50° (фиг. 2).

Глинистые сланцы близ контакта с плагиопорфирами сильно каолинизированы, а на самом контакте обогащены радиально-лучистым минералом, по видимому из группы цеолитов (?). Зона контактового изменения 30—40 м.

На глинистых сланцах и плагиопорфирах горизонтально залегают третичные ракушечники; в основании ракушечников находится слой глинистых пород мощностью 0,2—0,3 м, включающих обломки плагиопорфиров.

Изверженные породы рассечены продольными тектоническими трещинами, имеющими простираение СВ 30—40° и падение на СЗ 80—75°. Более крупные трещины шириной 30—40 см заполнены сильно перетертой массой. Эти трещины не захватывают третичных пород, и, по видимому-

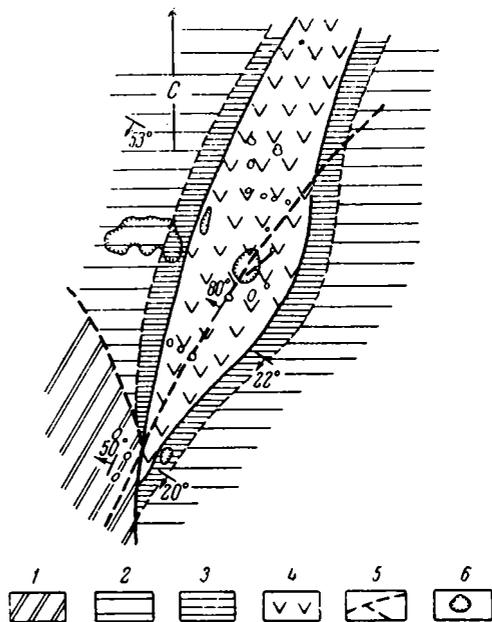
му, они древнее меловых пород, встреченных южнее пос. Болдырева в районе пос. Ново-Аксая.

Следует отметить еще одно очень важное обстоятельство. Среди сланцево-песчаной толщи района пос. Болдырева очень часто встречаются тонкие кварцевые жилки, широко развитые в сланцах и песчаниках Нагольного края. Некоторые из них содержат редкие зерна халькопирита и галенита. Кварцевые прожилки встречаются и в районе изверженных пород и даже в приконтактных зонах, но ни разу нами не были встречены в самих плагипорфирах, что дает некоторое основание относить последний к более молодым породам, чем кварцевые жилы Нагольного края.

Плагипорфиры имеют светлосерый и белый цвет и плотное сложение. В них нередко удлиненные заохранные пустоты, образовавшиеся за счет выщелачивания темноцветных минералов. Среди основной массы отчетливо выделяются порфировые вкрапленники полевых шпатов, реже биотита, размером в 1—2 мм.

Под микроскопом плагипорфиры имеют порфировую структуру, с полнокристаллической тонкозернистой основной массой. Количество порфировых вкрапленников достигает 25—30% от площади шлифа. Они представлены преимущественно средним плагноклазом (олигоклаз-андезином № 44—46), имеют резко таблитчатые очертания и полисинтетическую двойниковую штриховку. Реже встречаются вкрапленники калиевого полевого шпата, еще реже — биотита. Иногда порфировые вкрапленники плагноклаза имеют зонарное сложение. В большинстве случаев вкрапленники полевых шпатов превращены в агрегат каолинита, серицита и кальцита, а биотит превращен в агрегат хлорита и окислов железа. Основная масса породы полнокристаллическая, аллотриоморфнозернистого строения и состоит из мельчайших (измеряемых микронами) зернышек и табличек кислого плагноклаза и калиевого полевого шпата и мелких зерен кварца.

Среди этой тонкозернистой массы часто встречаются несколько более крупные призматические кристаллы апатита. Обильно развиты вторичный серицит и каолинит, образовавшиеся, повидимому, за счет полевых шпатов. Довольно часто в основной массе породы встречаются скопления чешуек хлорита и бурые вторичные пятнистые выделения лимонита. Кроме того, И. Морозевичем (1903) в описываемой породе наблюдались оплавленные дигексаэдры кварца. В обнажении, выходящем у слияния балки Дубовой с р. Керетой, эта порода содержит довольно много амфибола, что дало И. Морозевичу основание считать ее роговообманковым палеоандезитом.



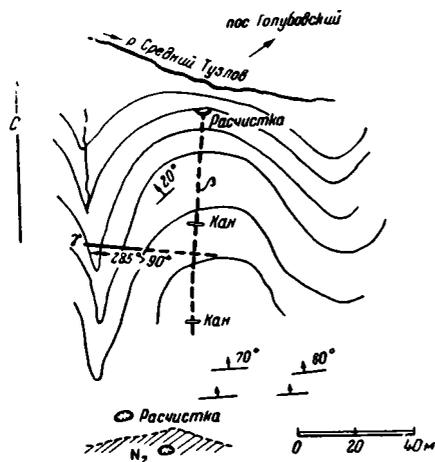
Фиг. 2. Выход плагипорфиров на вершине горы Зайцевой, в районе пос. Болдырева.

1 — песчаники S_2^4 ; 2 — глинистые сланцы; 3 — глинистые осветленные сланцы; 4 — плагипорфиры; 5 — тектонические нарушения; 6 — выработки.

Изверженные породы р. Среднего Тузлова

На правом склоне долины р. Среднего Тузлова, против пос. Голубовского, встречены в коренном залегании розовые плагиопорфиры и пересекающие (?) их жилы спессартитов (мальхитов?) (фиг. 3).

Жильные породы залегают в черных глинистых сланцах, обнажающихся по склону долины. Глинистые сланцы в этом районе имеют простирание СВ 40—50°, падение СЗ 20° и рассечены жилами плагиопорфиров, мощностью 0,6—2,5 м. Простирание последних СЗ 280—285°, падение С 70—90°. На склоне долины обнаружены пять тонких жил плагиопорфиров и одна жила спессартитов грязнозеленого цвета. Последняя имеет мощность около 3 м, северо-восточное простирание, близкое к простиранию вмещающих пород. Точно установить взаимоотношение встреченных пород нам не удалось, но спессартиты, вероятно, секут плагиопорфиры.



Фиг. 3. Схематический план выходов розовых плагиопорфиров (γ) и зеленых спессартитов (β) на правом склоне долины р. Среднего Тузлова против пос. Голубовского.]

Вмещающие породы — глинистые сланцы;
N₂ — ракушник (повт.)

По внешнему виду встреченные породы резко различаются между собой: плагиопорфиры имеют розовую окраску и тонкозернистую основную массу, с редкими призматическими выделениями амфибола, и состоит главным образом из плагиоклаза. Спессартиты представляют собой породы темно- или грязнозеленого цвета, полнокристаллического сложения и состоит в основном из лабрадора и амфибола.

В двух километрах ниже описанного обнажения, на правой стороне долины р. Среднего Тузлова у устья балки Глубокой, встречена дайка тех же розовых плагиопорфиров, которая залегают согласно среди сланцев, имеет мощность около 10 м, простирание СЗ 320°, падение ЮВ 68°.

Встреченные плагиопорфиры в районе р. Среднего Тузлова отличаются от плагиопорфиров пос. Болдырева лишь более равномернозернистым строением, большим содержанием цветной части и розовой окраской. Наиболее интересные выходы спессартитов нами встречены в долине р. Правого Тузлова. Как показал просмотр шлифов, спессартиты р. Правого Тузлова совершенно аналогичны породам, которые обнажаются по р. Среднему Тузлову, против пос. Голубовского.

Изверженные породы р. Правого Тузлова

Первый выход изверженных пород встречен на правом берегу р. Правого Тузлова, в 1,5 км ниже пос. Кумышацкого и в 200—300 м ниже впадения балки Соленой. Кристаллические породы залегают в виде секущей жилы среди черных глинистых сланцев. Последние здесь образуют крутой обрывистый склон долины. Простирание жилы близкое к меридиональному, падение на запад, изменяющееся в пределах от 60 до 80°, мощность жилы 1,5—2,5 м. По простиранию жила прослеживается на 30—

40 м. Вмещающие породы имеют простирание ЮЗ 210°, падение ЮВ 25°; на контакте с жилой они сильно смяты и осветлены (фиг. 4).

Кристаллические породы по минералогическому составу и структуре могут быть названы спессаргитами. Они мелкозернистого строения и окрашены в зеленовато-серый цвет. Обращает внимание широкое развитие в жиле «оолитоподобных» скоплений более темного минерала, превращенных частично или полностью в лимонит. Подобные выделения чаще встречаются в средней части дайки или ближе к висячему боку ее, но на некотором расстоянии от зальбанда. Также часто встречаются в дайках тонкие кальцитовые прожилки или неправильные гнезда розового кальцита.

Ниже описанного обнажения в 400—450 м, на правом берегу р. Правого Тузлова, среди глинистых сланцев проходит еще одна дайка спессаргитов, залегающая совершенно согласно со сланцами. Она имеет простирание СЗ 280°, падение на Ю 20° (фиг. 5).

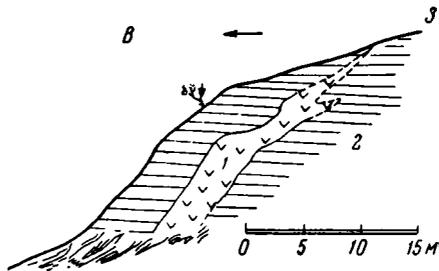
По правому берегу той же реки, в 4 км ниже описанных выходов кристаллических пород и в 2 км выше с. Винокосова, среди черных тонкоплитчатых глинистых сланцев, имеющих простирание ЮЗ 225°, падение ЮВ 15°, проходит еще одна дайка тех же изверженных пород, имеющая простирание ЮВ 165°, падение ЮЗ 70° и мощность 0,1—0,2 м. В обнажении видно, что она довольно резко выклинивается по падению, а по простиранию прослеживается всего на несколько метров.

При микроскопическом исследовании шлифов удалось установить, что в глинистых сланцах на контакте с изверженными породами в заметном количестве развиваются серицит и каолинит и в некоторых случаях появляется хлорит.

Структура спессаргитов в образцах, взятых из центральной части, гипидиоморфная. В краевых частях, ближе к зальбандам, плагиоклаз образует лейсты, и структура местами приближается к долеритовой.

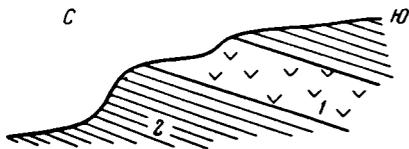
Главными породообразующими минералами являются основной плагиоклаз — лабрадор № 51—55 и амфибол, обыкновенная роговая обманка,

окрашенная в зеленый цвет, резко плеохроичная, с $2V = -80^\circ$ и $cNg = 26^\circ$. Мелкозернистый кварц имеет незначительное распространение. В большом количестве в породе присутствуют апатит и магнетит. Первый образует длинные иглы, пронизывающие породу в разных направлениях, второй встречается в виде мелких идиоморфных зернышек, concentрирующихся около амфибола. В отдельных случаях встречаются листочки биотита, окрашенные в буровато-зеленый цвет. Спессаргиты обычно сильно изменены; амфибол в них почти нацело замещен хлоритом. В большом количестве присутствуют карбонат, серицит и окислы железа. Кальцит и серицит широко распространены даже в сравнительно хорошо сохранившихся образцах.



Фиг. 4. Обнажение жилы спессаргитов на правом склоне долины р. Правого Тузлова, в 1,5 км ниже пос. Кумышацкого.

Жила спессаргитов (1) секут глинистые сланцы (2).



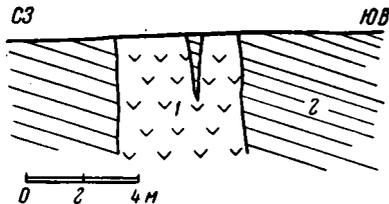
Фиг. 5. Обнажение жилы спессаргитов в небольшой балке на правом склоне долины р. Правого Тузлова, в 2 км ниже пос. Кумышацкого.

Жила спессаргитов (1) согласно залегают в глинистых сланцах (2).

Изверженные породы района с. Белояровка

Изверженные породы встречаются по балке Крутяке, впадающей слева в р. Крынку в 1,0—1,5 км ниже с. Белояровка, и на левом берегу Крынки, выше впадения в нее балки Голодаевой.

В 400 м от устья балки Крутяки, по самому западному распадку, среди толщи глинистых сланцев, имеющих простирание СЗ 280°, падение ЮЗ 50°, залегают две дайки темнозеленой мелкокристаллической породы с редкими мелкими порфирированными выделениями темноцветного минерала и полевых шпатов. Жилы вертикально пересекают глинистые сланцы в направлении СВ 30—40° (фиг. 6) и расположены в 5—10 м одна от другой. Севернее жил в 5—6 м проходит тектонический шов того же простирания, представленный интенсивно перетертыми глинистыми сланцами с кальцитовыми жилками.



Фиг. 6. Обнажение жилы камптонитов в балке Крутяке в 400 м от ее устья (район с. Белояровка).

Жила камптонитов (1) сечет глинистые сланцы (2).

Отмеченные дайки имеют мощность 1—1,5 м и длину 300—400 м. По составу они ближе подходят к камптонитам.

Контакты даек с вмещающими породами резкие. Камптониты сильно выветрелые, и на их выходах обычно развивается пышная растительность.

Между балками Крутякой и Голодаевой, на левом склоне долины р. Крынки, среди глинистых сланцев и песчаников, собранных в мелкие складки с простиранием СЗ 280°, в нескольких местах встречаются выходы крутопадающих даек камптонитов, имеющих северо-восточное простирание (10—15°) и мощность около одного метра.

Выход камптонитов встречен также по балке Камышевахе, против пос. Ямщицкого. Дайка камптонитов здесь имеет простирание СВ 10°, падение З 80°, мощность 0,5 м и состоит из сильно разрушенной зелено-бурой массы. Она залегают среди пологопадающих песчаников, имеющих простирание СЗ 340°, падение СВ 20°.

При просмотре шлифов установлено, что по минералогическому составу порода имеет долеритовую структуру и в основном сложена зернами амфибола и пироксена.

Из цветных минералов в породе преобладает амфибол. Он развит в форме идиоморфных призмочек и табличек, окрашенных в интенсивный зелено-бурый цвет. Углы угасания в этом амфиболе не превышают 12—14. Он относится, повидимому, к баркевикиту.

Пироксен образует более крупные зерна и таблички. Он бесцветен, имеет угасание 40—44° и определяется как авгит.

Среди зерен пироксена и амфибола встречаются участки, выполненные хлорито-серицитовый массой, образовавшейся, вероятно, по оливину. Таких участков в породе значительное количество. Размеры их не превышают величину зерен амфибола и пироксена.

Промежутки между зернами цветных минералов выполнены стекловатым базисом, в котором заметны микролиты, повидимому плаггиоклаза. На долю базиса приходится около 15—20% площади шлифа.

Описываемая порода содержит обильное количество апатита и магнетита. Первый встречается в виде призм различного размера, второй развит в форме идиоморфных зерен.

В породе имеется большое количество пор, заполненных кальцитом. Среди кальцита иногда встречаются зерна кварца.

Изверженные породы района с. Калинова

Изверженные породы района с. Калинова обстоятельно изучены И. И. Морозевичем (1903 г.) и по петрографическому и химическому составу отнесены им к мончикитам и камптонитам. Дайки этих пород обнажаются на левой и правой стороне р. Крынки, выше с. Калинова в одном километре. Они прорезают толщу глинистых сланцев и песчаников, имеющих здесь постоянное простирание СЗ 280—300° и падение СВ 30—60°. Дайки имеют простирание близкое к меридиональному и крутое падение. Мощность их изменяется в пределах от 0,5 до 1,6 м, а длина по простиранию редко превышает 10—15 м.

Выходы даек мончикитов встречены на правом берегу балки Калиновой, впадающей слева в р. Крынку, в 200—300 м от устья, и в полуклометре выше балки Аганковой. Три параллельные сближенные дайки камптонитов обнажаются на правом берегу р. Крынки у устья балки Аганковой. Выше этой балки в одном километре в овраге обнажены еще три рядом расположенные дайки камптонитов. Наконец, две дайки встречены у устья балки Широкой, впадающей справа в р. Крынку.

В минералогическом отношении эти породы примерно того же состава, что и камптониты, встреченные нами по балке Крутяке у с. Белояровка.

Изверженные породы рр. Грушевки и Кадамовки

Изверженные породы в этом районе встречены в 1913 г. П. И. Степановым и Н. И. Славяновым и определены ими как авгитовые и авгитроговообманковые порфириды. Эти породы встречены в районе Главного антиклинального перегиба.

Изверженные породы встречены в трех пунктах:

1) Близ пос. Табунщикова, на правом берегу р. Грушевки, дайка изверженных пород мощностью в 6—8 м прослежена в длину на 800 м. Дайка тянется в широтном направлении и залегает согласно с вмещающими глинистыми сланцами, которые на контакте с нею превращены в белую глину.

2) По балке Водяной встречены две вертикально падающие дайки изверженных пород в замке антиклинальной складки. Они имеют широтное простирание и мощность около 1 м.

3) На правом берегу р. Кадамовки вертикальная дайка мощностью до 4,5 м тянется вдоль замка антиклинальной складки в широтном направлении.

По петрографическому составу породы сходны с болдыревскими плагиопорфирами. Они беловато-серого цвета, с коричневыми железистыми включениями, сильно каолинизированы, иногда пористы, с порфировыми выделениями полевых шпатов и темноцветного минерала. Вследствие вторичных изменений определить характер полевых шпатов и темноцветных минералов не всегда возможно. Структура основной массы приближается к интерсертальной или к флюидальной. Основная масса сложена табличками плагиоклаза, кварцем, темноцветными минералами, видимому амфиболом и авгитом, впоследствии превращенными в бурые скопления лимонита. Присутствуют также кальцит, цоизит и каолин. Последний в рассматриваемых породах распространен очень широко.

Из приведенной петрографической характеристики видно, что в районе Донецкого бассейна встречаются две разновидности изверженных пород: плагиопорфиры бассейна р. Тузлова, известные под названием андезитов, палеоандезитов или порфиритов (район пос. Болдырева и Табунщикова), и лампрофиры типа спессартитов, камптонитов и мончикитов.

Выходы изверженных пород располагаются в пределах узкой полосы

широтного направления, совпадающей с зоной интенсивных дизъюнктивных дислокаций послепалеозойского времени. Возраст этих нарушений домеловой, поэтому изверженные породы Донбасса также относятся к домеловому времени.

4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

Складчатые структуры

Для Донецкого бассейна характерно мощное и непрерывное накопление осадков в каменноугольное и нижнепермское время. Накопление огромной толщи осадочных пород, общей мощностью около 12 км, произошло в геосинклинальной впадине, в пределах которой к концу нижней перми оформились основные складчатые структуры.

Основными структурными элементами рассматриваемой части Донецкого бассейна являются: Главный антиклинал; Амвросиевское антиклинальное поднятие; Чистяковская и Грушевская котловины, разделяющие первое и второе поднятия. К северу от Главного антиклинала находится Главная синклиналь с Боковской и Сулиновской котловинами.

Ось Главного антиклинала проходит в северо-западном направлении севернее пос. Астахова, через с. Бобрики, и далее на запад к Ново-Павловке. Главный антиклинал имеет прямолинейное простирание и тянется свыше чем на 200 км.

Характерной особенностью Главного антиклинала является усложнение его рядом брахиантиклинальных складок. Бобриковский купол является крайним юго-восточным, а Остробугорский — крайним северо-западным. Длинные оси куполообразных складок параллельны друг другу и имеют простирание, совпадающее с простиранием Главного антиклинала. Каждый следующий к западу купол расположен севернее предыдущего на 400—1500 м. Куполообразные складки разделены между собой небольшими синклинальными прогибами, оси которых ориентированы поперечно к направлению главной антиклинальной складки.

Наиболее крупной брахиантиклинальной складкой является Нагольчанско-Шевцовский купол, в ядре которого вскрыты нижние горизонты свиты S_1^5 . К западу от него находится Остробугорский купол, к востоку — Бобриковский купол, сложенные породами более высоких горизонтов свиты S_1^5 . На запад и на восток от указанных куполов вскрываются все более и более молодые горизонты каменноугольной толщи. Таким образом, Нагольчанско-Шевцовский купол можно рассматривать как центр продольного перегиба Главного Донецкого антиклинала. Ось главного перегиба проходит в направлении пос. Юскина — с. Нижнего Нагольчика. Развитие брахиантиклинальных складок в результате продольного перегиба Главного антиклинала обусловило сложное тектоническое строение района и появление различного типа тектонических трещин, явившихся вместилищем кварцевых жил.

Кроме брахиантиклинальных складок, на крыльях Главного антиклинала возникли небольшие антиклинальные и синклинальные складки, полузамкнутые мульды, мелкая гофрировка и плейчатость в породах. По своим размерам особенно выделяется тектоническая котловина, проходящая через поселки Ново-Дарьевку и Благовку и отделяющая от Главного антиклинала северную Грибовско-Тарасовскую складку.

Главный антиклинал имеет асимметричное строение, с более крутым северным и более пологим южным крылом. Подобная асимметричность характерна и для второстепенных складок района и может свидетельствовать о некотором надвигании складок с юга на север при формировании складчатой структуры Донбасса.

Бобриковская брахиантиклинальная складка начинается несколько восточнее села Дьяково и прослеживается по левому берегу р. Нагольной и балки Скотовой до пос. Клуникова на протяжении 10 км, где затем скрывается под горизонтально лежащим покровом третичных пород. Ось складки имеет простирание СЗ 300° для западной части и ВЮВ 90—100° для восточной части с выпуклостью, обращенной к югу. В сторону с. Дьякова ось складки погружается под углом 25—30°, а к пос. Клуникову — под углом 5—10°. Падение южного и северного крыльев складки 20—40°, и лишь по балке Скотовой северное крыло складки обнаруживает падение под углом 10—15°, а южное крыло складки по балке Осиковой имеет падение 60—70°, что тесно связано с изгибом оси складки в плане.

Дьяковская брахиантиклинальная складка начинается на северном крыле Бобриковского купола, примерно в устьевой части балки Кутыревой, и простирается в направлении СЗ 290—300°, проходя через верховье балки Широкой, и протягивается до левого берега р. Нагольчика, где складка затухает. Ось Дьяковской брахиантиклиналы расположена относительно оси Бобриковской брахискладки к северу на 1,5 км, а сами складки отделены друг от друга небольшой замкнутой с востока мульдообразной структурой, с падением пластов песчаников и сланцев на крыльях этой синклинали под углом 10—12°.

Несколько западнее р. Ореховой Дьяковская антиклинальная складка рассечена Дьяковской сбросовой зоной, сместившей вниз восточное крыло складки.

Дьяковская брахиантиклинальная складка имеет простое симметричное поперечное сечение, с падением южного и северного крыльев под углом 10—20°. Наибольшую ширину складка имеет несколько западнее р. Ореховой, где она достигает одного километра. Постепенно суживаясь к западу, складка сливается с южным крылом Нагольчанского купола.

По данным А. П. Ослоповского и Г. Д. Овчинникова, на южном крыле Дьяковской брахиантиклиналы наблюдается сильно развитая вторичная складчатость, характеризующаяся:

- а) серия коротких пологих параллельных общему простиранию складок длиной 150—300 м, захватывающих как сланцы, так и песчаники;
- б) интенсивной гофрировкой сланцевой толщи вблизи замка складки.

Образование мелких вторичных складок сопровождалось широтными разрывами вдоль замка складок. Эти разрывы нередко представлены мощными зонами смятых пород.

Нагольчанско-Шевцовский купол представляет собой крупную типичную брахиантиклинальную складку, вытянутую на 8—10 км в направлении СЗ 300—310° от Острого бугра на западе до р. Ореховой на востоке, где она заканчивается в результате замыкания пластов песчаников на западном берегу р. Ореховой. Описываемая брахиантиклиналь смещена относительно Дьяковской антиклинальной складки к северу на 1500—1600 м и отделена от последней пологой и неширокой синклинальной складкой, постепенно затухающей на запад и проходящей по водоразделу балок Шевцовой и Широкой.

Нагольчанско-Шевцовский купол шириной около двух километров имеет асимметричное поперечное строение с более крутым падением пластов в северо-восточном крыле брахискладки (40—55°) и более пологим падением пластов в юго-западном крыле (25—35°).

Как и на Бобриковском куполе, ось Нагольчанско-Шевцовской брахиантиклиналы наклонена более круто на запад и более полого на восток.

В литологическом отношении Нагольчанско-Шевцовский купол, как и следующий за ним на западе Остробугорский купол, в основном сложены толщей различных песчаников.

Острый бугор в геолого-структурном отношении представляет брахиантиклинальную складку, вытянутую в направлении СЗ 320° на два километра и смещенную относительно Нагольчанского купола на север на 450—500 м. Падение северо-восточного крыла на СВ под углом 25—45° и юго-западного крыла на ЮЗ под углом 30—50°.

В западной части Остробугорской антиклинальной складки намечается дополнительная несколько смещенная на север небольшая антиклинальная складка, к западу уходящая под мощные наносы.

Для Остробугорского купола также намечается погружение оси, более крутое на запад и более пологое на восток.

На запад от Острого бугра Главный антиклинал представлен в виде довольно симметричной простой складки, протягивающейся ЗСЗ 300—310°. Ось антиклинала пересекает долину р. Крепенькой, ниже балки Грузской, и протягивается к с. Грабову.

На участке Приют — Грабово и далее на запад Главный антиклинал имеет форму узкой симметричной складки, с падением северного крыла под углом 60—76° и южного крыла под углом 50—60°, и окаймляется на севере Боково-Хрустальской, а на юге Чистяковской синклиналями (мульдами).

Грибовско-Тарасовская складка, развившаяся на северном крыле Главного антиклинала и в восточной части отделенная от последнего мульдой, имеет значительную длину по простиранию и асимметричное строение, с более крутым северным крылом. Ось складки проходит с ВЮВ на ЗСЗ от с. Дальней Журавки, и далее через долину р. Ровенек, немного ниже впадения в нее балки Ровенецкой, в направлении к пос. Ореховому. Она имеет ширину в 250—300 м. Грибовско-Тарасовская складка сопровождается более мелкой складчатостью и гофрировкой глинистых сланцев. В северном крыле гофрировка развита значительно шире, чем в южном.

Амвросиевское антиклинальное поднятие в структурном отношении представляет собою весьма сложно построенный удлиненный брахиантиклинал приблизительно широтного простирания, с небольшим загблом западной части к северо-западу. По описанию Б. Ф. Мефферта, с приближением к ядру наблюдается значительное усложнение тектоники, выражающееся в нарастании мелкой складчатости, в многочисленных разрывах складок и перемещениях их в общем направлении от периферии к ядру. Постепенное нарастание этих мелких складок хорошо обозначается при последовательном переходе от вышележащих горизонтов к нижним. Так, например, в западной части Амвросиевского купола песчаники, повторяя с более усиленным развитием складки верхних слоев, образуют в районе горы Загородной и на северо-запад от нее дополнительную куполовидную складку, вызванную сжатием по простиранию. Те же песчаники в восточной части купола образуют ряд новых складок. В еще большей степени это усложнение складчатости наблюдается по выходам нижележащих свистуновских песчаников и достигает наибольшего развития в горизонте известняков E_1 в центральной части ядра купола, где слои поставлены весьма круто или вертикально.

Образование этой складчатости в ядре Амвросиевского купола следует до предела, за которым дальнейшее сокращение пространства достигается лишь перемещениями по трещинам сбросо-сдвигов, с надвиганием периферических частей к ядру. Вследствие этого вся центральная часть описываемого купола отличается развитием целой сети сбросо-сдвигов, расходящихся веерообразно от ядра. По этим трещинам отдельные участки Амвросиевского поднятия смещены на сотни метров.

Крылья Амвросиевского купола имеют различное падение. Наиболее круто (50—60°) падают породы в западном и южном крыле, около с: Амвросиевки, и наиболее полого (30—40°) в северном крыле. Ось брахиантиклинали полого погружается на юго-восток и круто на северо-запад.

Южнее оси Амвросиевского поднятия, проходящей в направлении Амвросиевка — Голодаевка, расположен ряд брахисинклиналей, усложненных мелкими, обильно развитыми складками, преимущественно широтного направления, и продольными нарушениями. Все они слегка удлиненные почти в широтном направлении.

Характерными особенностями Амвросиевско-Голодаевского района являются: 1) чрезвычайно сложное его тектоническое строение с широко развитой на юге сетью тектонических нарушений надвигового характера, порой обуславливающих чешуйчатую структуру района; 2) наличие изверженных жильных пород и 3) исключительная редкость кварцевых и кварцево-карбонатных жил.

Такова в общих чертах складчатая структура Нагольного края и прилегающих к нему областей. Она сильно усложнена тектоническими нарушениями с разрывом сплошности слоев, рассмотрению которых отведен следующий раздел.

Трещинная тектоника

Все тектонические нарушения в возрастном отношении можно разделить на дорудные и послерудные. Первые часто служат вмещающим рудных образований, и тогда как послерудные подвижки обычно рассекают и смещают рудные жилы. Однако и дорудные трещины не являются одновозрастными, доказательством чего служат встречаемые иногда пересечения жил. В каждой из отмеченных основных групп можно выделить еще несколько видов трещин, различных по характеру, как это видно из следующей классификации трещин.

Дорудные нарушения:

- продольные зоны смятия надвигового типа;
- трещины и зоны сбросов (поперечные и диагональные);
- трещины разрыва в куполах;
- трещины отдельности.

Послерудные нарушения:

- региональные сбросы с большой амплитудой смещения;
- мелкие подвижки по слоистости.

Дорудные нарушения

а) **Продольные зоны смятия надвигового типа.** Эти зоны смятия генетически тесно связаны с процессами складкообразования. Они обычно развиваются вблизи замковой части антиклинальных складок или в крутопадающих крыльях их и вытянуты в направлении простирания складок или пород, а по падению чаще под очень острым углом секут последние, приближаясь к вертикальному направлению.

Продольные зоны смятия наиболее характерны для сланцевой толщи и состоят они из сильно смятых, плейчатых и раздробленных сланцев с часто встречающимися шрамами и зеркалами скольжения. В толщах песчаников продольные зоны смятия не наблюдаются, обычно заменяясь тектоническими трещинами, перемещение по которым не вызывало значительного разрушения материала стенок. Этот избирательный характер распространения в районе продольных зон смятия находится в прямой зависимости от литологического состава пород.

Степень раздробления пород в продольных зонах смятия бывает самая различная, и здесь возможно наметить все переходы от слабо нарушенных пород до интенсивно рассланцованных, раздробленных и даже перетертых сланцев.

Мощность продольных зон смятия, тянущихся на сотни метров, изменяется от нескольких сантиметров до 20—30 м. Геолог Н. З. Гребень

указывает, что в районе пос. Ульяновки отмечены продольные зоны смятых сланцев, мощность которых достигает размеров от 100 до 500 м. Вероятнее, что в эту мощность включены и ненарушенные пачки сланцев, зажатые среди зон продольных смятий, часто проходящих параллельно на небольшом расстоянии друг от друга.

Амплитуды смещения в продольных зонах смятых сланцев достигают 40—50 м.

Описываемые зоны смятия широко развиты в Нагольно-Тарасовском и Есауловском районах. Они также довольно широко развиты на крыльях Дьяковской антиклинальной складки, в Барило-Крепинском районе, но не встречены в районах Бобриковского, Центрально-Шевцовского и Остробугорского куполов.

По П. Н. Сучкову и Н. П. Молчанову, характер движений, создавших зоны смятия, совершенно отчетливо вырисовывается из следующих их особенностей:

1) Зоны смятия ориентируются параллельно осевой поверхности антиклиналов и почти согласны наслоению пород.

2) Породы, окружающие зоны смятия, нередко бывают собраны в мелкие вторичные складочки, образуя так называемую гофрировку.

3) Пласты, примыкающие к зоне смятия, очень часто претерпевают изгибы, нарушающие их нормальное залегание.

4) Смятость и раздробленность пород и прекрасно отшлифованные зеркала скольжения представляют собой характерные черты зон смятия, с несомненностью указывающие на режим сжатия, существующий во время их возникновение.

5) Нигде в пределах зон смятия не отмечено наличия брекчий трения, сцементированных посторонним материалом. Вещество, заполняющее зоны, целиком получилось за счет разрушения материала стенок.

Все эти соображения указывают на то, что возникновение зон смятия происходило в непосредственной связи со складкообразованием, в условиях общего сжатия, и привело к нарушению нормального залегания осадочной толщи. Такие процессы, как известно, могут быть квалифицированы как надвиговые.

6) Трещины и зоны сбросов (поперечные и диагональные). В отличие от сбросовых трещин, зоны сбросов представлены полосами раздробленных пород шириною свыше 1—2 м. Следует отметить, что зоны сбросов образуются не только при значительных перемещениях, но и при относительно небольших подвижках, особенно в сланцах, легко подверженных смятию и перетиранию.

Сбросовые трещины значительно менее развиты в Нагольном кряже, чем зоны продольных смятий надвигового типа. Они являются более молодыми, нежели последние, и нередко пересекают их вместе с включенными в них рудными образованиями.

Среди сбросовых трещин можно выделить: а) трещины поперечные, ориентированные перпендикулярно или почти перпендикулярно к простиранию пород; б) трещины диагональные, направленные под некоторым углом к простиранию пород и наиболее часто встречающиеся в районе брахиантиклинальных складок; в) трещины продольные или широтные, которые иногда трудно бывает отличить от узких зон смятия надвигового типа.

Поперечные дорудные нарушения встречены восточнее Дьяковской антиклинальной складки.

Наиболее крупным нарушением описываемого типа является Дьяковский сброс, протягивающийся по правому берегу р. Ореховой к западу от с. Дьякова и имеющий простирание $350-40^\circ$ и вертикальное падение, иногда с небольшим отклонением к востоку.

По простиранию сброс прослежен на протяжении 5,5 км, причем он сопровождается серией мелких параллельных сопряженных сбросов длиной в 500—700 м и ответвлениями, отходящими под углом 10—12° от главного сброса. Сбросовая зона смятых сланцев имеет мощность от 2 до 15 м.

Восточное крыло сброса опущено, а западное приподнято. Амплитуда сброса исследователями этого района определяется в 110—120 м.

Трещины главного и сопряженных сбросов заполнены брекчией из обломков вмещающих пород, сцементированных кварцево-анкеритовыми жилами.

Подобного же характера нарушение, но с небольшой амплитудой смещения, находится в 2,5 км к западу от пос. Ульяновки. Простирание сброса СЗ 355° до северного 360°, падение на СВ 85—90°. Жилы, приуроченные к этим трещинам, имеют брекчиевидную и местами ленточную текстуру.

К подобному же типу нарушений надо отнести:

1) Сбросы в районе Семенова бугра. Простирание сбросов ССВ 10—20°, падение ВЮВ 60—70°. На поверхности сбросовые полости выражены двух-трехметровыми зонами брекчированных пород.

2) Меридиональный сброс балки Овражной, с запада ограничивающий жилу «Крокодил» около с. Есауловки и смещающий западное крыло жилы к северу на 50 м.

Более широко распространены в районе диагональные сбросовые трещины, обильно развитые в районах брахиантиклинальных складок и главным образом в районе Нагольчанско-Шевцовского куполообразного поднятия.

Простирание этих трещин СЗ 320—350°, падение на СВ 60—90°. Они прослеживаются по простиранию на 700—1000 м и констатированы горными выработками и буровыми скважинами на глубинах 120—250 м.

К диагональным трещинам приурочены жилные проявления Нагольчанского купола, жилы балки Шевцовой и многие жилы Бобриковского купола.

Описываемые трещины имеют небольшую ширину и до начала рудного процесса частично были заполнены обломками вмещающих пород.

По сбросу фиксируется смещение крыльев, однако это перемещение не превышает 2—3 м, а образование в этих трещинах брекчий, повидимому, является результатом частных мелких подвижек.

К диагональным нарушениям следует отнести сбросы с приуроченными к ним кварцево-анкеритовыми жилами, проходящими несколько западнее пос. Ульяновки. Они имеют простирание СВ 35—50°, угол падения на ЮВ 35—50° и разорваны продольными послерудными нарушениями.

Дорудные сбросы пластового характера, повидимому, также встречаются в районе, но их не всегда можно легко отличить от зон смятия надвигового характера, тем более, что они нередко располагаются вдоль последних.

В Нагольном кряже известны продольные нарушения сбросового типа, имеющие согласное направление с простиранием пород, но обратное падение. К этому типу нарушений следует отнести трещину, вмещающую кварцево-анкеритовую жилу Нагольно-Тарасовского района.

В заключение краткой характеристики сбросовых трещин необходимо еще раз отметить, что поперечные и диагональные трещины, также многочисленные трещины разрыва, о которых пойдет речь ниже, наиболее широко развиты в области брахиантиклинальных складок и генетически связаны с перегибами Главного донецкого антиклинала. В связи с этим развитие брахиантиклинальных поднятий в области Главного антиклинала можно рассматривать как наиболее поздний этап в формировании основной складчатой структуры Донецкого бассейна.

в) Трещины разрыва в куполах. В районе Бобриковского и Остробугорского куполов обильно развиты трещины, рассекающие

породы вкрест простирания и имеющие углы падения $60-90^\circ$, направленные к северо-востоку и юго-востоку. Реже в районе Острого бугра встречаются трещины с западным и юго-западным падением.

Описываемые трещины, относимые к разрывам, имеют длину несколько десятков метров и ширину $10-15$ см, очень выдержаны как по мощности, так и по простиранию и постепенно выклиниваются по обоим концам. Стенки трещин ровные, гладкие и без следов видимого перемещения. Выполняющие их кварцевые жилы никогда не обнаруживают брекчиевидной текстуры.

Образование трещин в куполах генетически связано с формированием последних, и они могут быть отнесены к категории трещин разрыва.

г) Трещины отдельностей. Напряжения при складкообразовании и формировании основных структурных элементов района, а также и в более поздние тектонические фазы приводили к образованию трещин отдельностей.

В породах Нагольного кряжа можно выделить следующие главные системы указанных трещин:

1) Трещины с простиранием СЗ $270-310^\circ$ и падением, обратным падению пород. По величине углы падения являются дополнительными до 90° к углам падения пород. Трещины этой системы выражены отчетливо.

2) Трещины отдельности простирания СВ $10-40^\circ$ и с крутым падением на СЗ и ЮВ; углы близки к 90° . Трещины этой системы выражены также хорошо.

3) Трещины отдельности с простиранием СВ $320-350^\circ$ и с падением на ЮЗ или СВ под углом $70-90^\circ$. Эти трещины выражены менее ясно.

4) Трещины отдельности, совпадающие с простиранием и падением пород, — трещины расслоения пород.

Все перечисленные здесь трещины по своим морфологическим признакам и положению в складчатой структуре соответствуют трещинам скалывания, за исключением трещин разрыва в куполах.

Послерудные нарушения

а) Послерудные тектонические нарушения довольно широко и повсеместно проявлены в Нагольном кряже.

По своей ориентировке эти нарушения бывают продольными, диагональными и поперечными. Падение трещин обычно крутое, а направление падения чаще изменяется в пределах северо-восточных румбов.

Необходимо заметить, что по сбрасывателю обычно происходит смещение не только по падению, но также и в горизонтальном направлении. Поэтому подобные нарушения, наиболее распространенные в Донском бассейне, принято обозначать термином сбросо-сдвиг.

Нередко послерудные нарушения накладываются на дорудные.

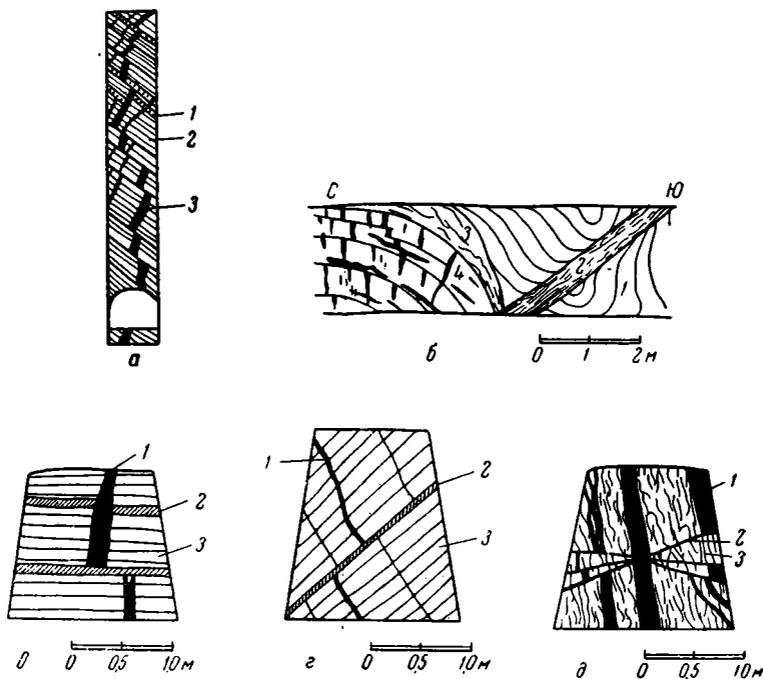
б) Региональные сбросы с большой амплитудой смещения. Для характеристики послерудных нарушений большого масштаба ниже приведем несколько характерных примеров:

1) В районе близ с. Есауловки породы разорваны двумя параллельными сбросами, имеющими простирание $270-280^\circ$ и крутое падение на север. Северные части жил перемещены в диагональном направлении к востоку на $15-20$ м.

2) Меридиональный сброс с ответвлениями на северо-восток прослежен западнее с. Есауловки. Восточное крыло сброса здесь опущено и смещено на север на $50-60$ м.

3) Восточнее с. Есауловки прослежена сбросовая трещина, имеющая простирание СЗ $340-350^\circ$ и вертикальное падение. Западное крыло сброса опущено на $40-60$ м.

4) Мощный секущий сброс прослежен по южному крылу Остробугорского купола. Он имеет северо-западное простирание и довольно крутое падение на юго-запад. По сбросу южное крыло купола опущено на 150—200 м. Сброс сопровождается мощной зоной раздробленных и перетертых пород. Несколько меньшего масштаба встречен сброс по северному крылу Остробугорской брахискладки, имеющий простирание СВ 302° и угол падения СВ 22—24°. По сбросу опущено вниз северное крыло.



Фиг. 7. Характер мелких пластовых подвижек по данным горных выработок.

а) 1 — песчанник; 2 — сланцы; 3 — кварцевая жила, пересеченная пластвыми подвижками. б) 1 — черные глинистые сланцы; 2 — пестручатая тектоническая впадина, сложенная сильно переметыми сланцами с блоками жил; 3 — гидрированные сланцы; 4 — мергели, разбитые радиальными и радиальными трещинами, в которых находятся рудные и кварцево-анкеритовые прижилки. в) 1 — жила; 2 — тектоническое нарушение; 3 — сланцы. г) 1 — жила; 2 — тектоническое нарушение; 3 — сланцы. д) 1 — жила; 2 — тектоническое нарушение; 3 — переметы сланцы.

5) Крупный сброс проходит по западному погружению Нагольчанского купола. Простирание сброса СВ 70°, падение на юго-восток под углом 30—40°. По сбросу опущено северо-западное крыло купола на 110—120 м.

6) Довольно большой сброс встречен к востоку от пос. Нижнего Нагольчика. Он начинается с верховья балки Калмыцкой и идет в меридиональном направлении до верховья балки Водяной. Амплитуда смещения пород по сбросу 20—25 м. Параллельно этому сбросу к западу и востоку проходят более мелкие сбросы.

7) На южном склоне Бобриковского купола прослежен сброс, который имеет простирание СВ 15—20° и падение ЮЗ 85°. По сбросу наблюдается перемещение на 15—20 м.

8) Сбросо-сдвиг, проходящий в широтном направлении почти по простиранию пород, прослежен около пос. Ульяновки, смещает северную

часть жилы и связанные с ней послерудные нарушения меридионального направления на 30 м к востоку.

9) В Нагольно-Тарасовском районе развиты сбросы как продольные, так и поперечные. Направление падения продольных сбросовых трещин совпадает с направлением падения пород, но бывает и обратным. Перемещение пород по этим сбросам достигает сотни метров. Эти сбросовые трещины пересекаются поперечными сбросами, ориентированными вкrest оси складок и имеющими почти вертикальное падение.

В Нагольно-Тарасовском районе можно наблюдать, что сбросы поперечные иногда пересекаются продольными послерудными, более молодыми нарушениями.

в) Мелкие подвижки по слоистости. Пластовые сбросы небольшого масштаба и незначительные межпластовые подвижки встречаются довольно часто, особенно в районах брахиантиклинальных складок. Амплитуды перемещений пластов при таких подвижках не превышают 1—2 м. Перемещения пластов носят надвиговый характер и направлены к оси складки (фиг. 7).

Амплитуда перемещений по многим тектоническим плоскостям сбросо-сдвигов в Амвросиевском районе достигает 500—800 м. Вероятнее всего, что все веерообразно расходящиеся нарушения Амвросиевского купола, как и большинство других, развитых по южной границе Амвросиевского поднятия и к востоку от него, образовались после кварцевых и кварцево-анкеритовых жил. Правда, пересечения жилых образований этими сбросами нам фиксировать не приходилось, но также не было встречено, чтобы к этим нарушениям были приурочены кварцевые и кварцево-анкеритовые жилы. Меловые отложения этими трещинами не захватываются, так как последние древнее этих отложений.

Б. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

По основным тектоническим фазам Донецкий кряж относили то к герцинским сооружениям, то к киммерийским, то, наконец, к альпийским. Первый взгляд по состоянию фактических данных, накопленных к настоящему времени, представляется наиболее правдоподобным.

Образование геосинклинальной впадины Донецкого бассейна произошло в докаменноугольный период в толще докембрийских и девонских отложений, на которых прекрасно прослеживается несогласное налегание каменноугольных морских осадков по многим разрезам в бассейне р. Кальмиуса, южнее Нагольного кряжа.

Накопление каменноугольных отложений, представленных различными сланцами, песчаниками, известняками и углями общей мощностью до 12 км, могло происходить лишь в условиях преобладающего постоянного опускания ложа геосинклинальной впадины в течение всего каменноугольного периода. Это опускание носило характер колебательного движения, в связи с чем имела место смена фациальных условий.

Изучение петрографического состава песчаников, имеющих довольно однообразный минералогический состав и нередко представленных аркозовыми разностями, указывает на сравнительное однообразие и довольно кислый состав пород, подвергавшихся размыву, и на постоянство областей сноса. В настоящее время все исследователи сходятся на том, что терригенный материал поступал с юга и юго-востока из областей, достаточно удаленных от Нагольного кряжа.

Частое чередование прослоев песчаников и глинистых сланцев является отражением непрерывного колебания береговой линии на фоне общего длительного прогибания площади бассейна.

Довольно мощные пласты конгломератов, содержащие крупного размера гальки нижнекаменноугольных пород, свидетельствуют о размыве последних. Повидимому, в отдельные моменты каменноугольного периода некоторые участки геосинклинали испытывали значительные поднятия. Возникавшая при этом суша, имевшая характер островов, затем подвергалась размыву. Наличие конгломератов на северном крыле Главного антиклинала и на северном крыле Амвросиевской антиклинальной складки может служить доказательством того, что основные черты Главного антиклинала, а также и прилегающих к нему синклиналей и антиклиналей, зародились еще в нижнекаменноугольное время, в результате неравномерного опускания и поднятия отдельных участков геосинклинали. В возрастном отношении конгломераты принадлежат к свитам C_1^5 и C_2^2 . Эти факты дают основание считать, что область, ныне отвечающая Главному антиклиналу, превращалась в сушу в конце нижнего и в начале среднего карбона.

Высказанное соображение совпадает со взглядом Н. С. Шатского, который, на основании анализа изменения мощностей различных свит карбона, пришел к выводу, что «... основные тектонические элементы, присутствующие этой области, широкие мульды и антиклиналы заложены были очень рано; вероятно, они существовали уже в нижнекаменноугольную эпоху. Так, Главный антиклинал, Чистяковская и Боково-Хрустальская мульды в C_2^2 уже вырисовывались, а в эпоху отложения свиты C_2^3 они приобрели резкие очертания». Купола и антиклиналы при поднятиях размывались, а обломочный материал сносился в депрессии.

Существенные изменения геологической структуры Нагольного кряжа происходили в конце нижней перми. Как известно, в районе Бахмутской котловины нижнепермские морские отложения имеют мощность около 3000 м и представлены в низах медистыми песчаниками и доломитизированными известняками с проявлениями в них галенита и сфалерита, а выше — гипсами и штоками каменной соли. Все эти мощные отложения совершенно согласно залегают на подстилающем их верхнем карбоне. Непосредственно на размытую поверхность нижнепермских отложений, а также на верхний карбон и даже на свиту C_2^5 налегают континентальные отложения триаса. Эти отношения указывают на горообразовательные процессы, которые происходили в конце нижней и верхней перми. Эти орогенические процессы, относительно кратковременные в общем ходе развития структуры рассматриваемого района, отвечают пфальцской фазе орогенеза, в течение которой в основном сформировалась складчатая структура Нагольного кряжа. В эту же фазу орогенеза образуются и многочисленные дорудные нарушения, причем продольные зоны смятия и трещины отдельности, генетически связанные с пликативными дислокациями, появились значительно раньше, чем трещины разрыва в участках куполовидных вздутий. Образование брахиантиклинальных складок в районе перегиба Главного антиклинала по времени совпадает, повидимому, с последними движениями, происходившими в конце пфальцской фазы. Дорудные трещины и зоны сбросов, также появляющиеся в участках брахиантиклинальных складок, возникали в связи с неравномерным вздыманием Главного антиклинала и приводили к разрыву складок, а также к перемещениям пород вдоль разрывов.

Жильные образования встречаются главным образом в областях поперечного перегиба Главного антиклинала.

В последующие тектонические фазы происходило усложнение структуры Нагольного кряжа. Так, например, уже после формирования складчатой структуры Нагольного кряжа, на юге последнего, в полосе Амвросиевка — Успенка, а также к западу и востоку от них, район подвергается

интенсивным сбросово-сдвиговым нарушениям, не захватывающим меловые отложения. В связи с этими нарушениями появляются дайки плагиопорфиров, мончикитов, камптонитов и спессартитов. Среди этих дайковых пород кислые интрузивы являются более ранними, а основные — более поздними. Дайки оливинового диабаз вблизи пос. Пятихатки в Артемовской котловине, обнаруженные в 1925 г. Н. А. Преображенским, прорезают лейасовые отложения и по возрасту относятся к концу юры или нижнему мелу. Этим породам очевидно родственны и дайки района Ново-Павловки.

На примере изучения выходов плагиопорфиров у пос. Болдырева, мы видели, что и эти жильные магматические породы подвергаются перемещениям по меридиональным трещинам, что свидетельствует о движениях, продолжающихся и после их образования.

В ряде соседних районов установлено, что меловые отложения слабо смяты в складки, разбиты сбросами и иногда даже надвинуты на карбон. Это показывает, что тектоническая деятельность продолжалась и в начале палеогена.

Из молодых движений наиболее значительными оказались движения ларамийской фазы. Появление ларамийских интрузий (Соболев) и вулканической деятельности в пределах Североукраинской впадины и Южно-русской кристаллической полосы подкрепляет значение ларамийской тектонической фазы.

Тектоническая деятельность не окончилась с наступлением палеогена. Последними наблюдениями доказаны тектонические явления савской фазы (олигоцен) в форме складок и надвигов.

Кварцевые, кварцево-анкеритовые и рудные жилы нередко интенсивно рассечены послерудными нарушениями многочисленных тектонических фаз, имевших место, начиная с верхнего триаса, т. е. после образования жильных месторождений.

Следует отметить еще одно важное обстоятельство. Все послекарбоновые образования, в том числе и нижнепермские отложения, развиты либо по окраинам Главного антиклинала, либо в прилежащих впадинах. Однако нет никаких признаков того, чтобы породы перми, триаса, юры, мела или третичного возраста когда-нибудь покрывали площадь Главного антиклинала.

II. РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА

1. ПЛОЩАДЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Рудопроявления Нагольного кряжа по характеру минерализации являются полиметаллическими и представлены жилами различной длины и мощности, иногда крайне неправильной формы.

Жильные проявления Нагольного кряжа преимущественно распространены в районе Главного донецкого антиклинала. Наиболее часто они встречаются в осевой части антиклинальных складок и менее часто на крыльях этих складок. Особенно в большом количестве жилы приурочены к брахиантиклинальным структурам. Последние, как известно, территориально совпадают с областью поперечного перегиба Главного антиклинала.

Рудная минерализация наблюдается в отложениях свит C_1^5 , C_2^1 и C_2^3 . Исключительно редко кварцевые прожилки встречаются в отложениях свиты C_2^3 . В более высоких горизонтах каменноугольной системы жильных месторождений не встречено.

Масштаб жил примерно остается постоянным независимо от того, находятся ли жилы в свите C_1^5 или в свитах C_2^1 и C_2^3 , но заметно уменьшается на участках, удаленных от оси Главного антиклинала. Это положение

справедливо для разновозрастных жильных образований, находящихся в одном поперечном разрезе.

Наиболее правильную форму имеют жилы, залегающие среди песчаников или песчано-глинистых сланцев, менее выдержанными являются жилы, залегающие в сланцах.

Распределение жильных образований в области Главного антиклинала весьма неравномерно и находится в связи с тектоническими особенностями отдельных участков.

2. МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Месторождения Нагольного кряжа связаны только с тектоническими трещинами, а потому всегда имеют жильную форму. По характеру вмещающих трещин жилы можно подразделить на три подгруппы: жилы и оруденелые зоны, связанные с продольными зонами смятия; жилы, связанные с трещинами разрыва в куполах; жилы, связанные с трещинами или зонами сбросов.

а) Жилы, связанные с продольными зонами смятия, залегают соответственно простиранию вмещающих их пород, но по падению часто косо пересекают последние. Эти жилы наблюдаются в сланцах.

Продольные зоны смятия, а следовательно, и рудные жилы, залегающие в них, приурочены либо к крыльям складок, либо к их антиклинальным перегибам и часто совпадают с направлением слоистости и сланцеватости. Особенно обильно развиваются трещины с отчетливо выраженными следами небольших подвижек, в участках мелкой складчатости и гофрировки.

Описываемый тип трещин и жил наиболее характерен для Нагольного кряжа. Жилы имеют широтное простирание с небольшими отклонениями в ту или другую сторону и крутое падение на север, реже — на юг. Нередко жилы представлены рядом весьма неправильных линзообразных тел, местами разветвляющихся на серию прожилков, которые то соединяются в одну жилу, то полностью выклиниваются. При выклинивании почти всегда наблюдается разветвление жил на выклинивающиеся прожилки.

Иногда от основной жилы отходят поперечные прожилки, которые в большинстве случаев выполняют трещины поперечной отдельности в сланцах.

Следует отметить наличие диагональных жил. Эти жилы характеризуются особенно капризным залеганием и связаны с ответвлениями от основных тектонических трещин.

Жилы, связанные с продольными зонами смятия, имеют брекчиевидную, массивную или полосчатую текстуру и отчетливые контакты с вмещающими породами. На контакте с жилой сланцы иногда собраны в мелкие пloyчатые складки, затухающие в 10—30 см от контакта.

К рассматриваемой группе жил, связанных с трещинами и зонами продольных смятий, могут быть отнесены и оруденелые зоны, имеющие простирание и падение, согласное с напластованием и сланцеватостью пород.

В общем случае форма этих зон плитообразная. Полосы смятых пород имеют довольно отчетливые границы с вмещающими их ненарушенными сланцами. Оруденение в этих зонах проявляется в виде густой сети неправильных рудных прожилков. Сфалерит и галенит в них встречаются в форме неправильных гнезд, линз, скоплений и вкрапленников. Развита также безрудные зоны смятия, по возрасту аналогичные оруденелым зонам.

В этих плитообразных зонах перемятых сланцев оруденение встречается крайне неравномерно.

б) Жилы, связанные с трещинами разрыва в куполах. Жилы этой группы имеют меридиональное или близкое к нему простирание, поперечное к простиранию пород. Падение жил крутое, чаще вертикальное. Наиболее широко они развиты в куполообразных поднятиях.

Характерно, что жилы, связанные с трещинами разрыва в куполах, являются кварцевыми и реже кварцево-анкеритовыми, иногда с вкрапленностью сульфидов. В глубину они более или менее сохраняют свой характер, как и по простиранию, имеют раздувы и пережимы или разветвляются на ряд прожилков, особенно часто при переходе жилы из песчаников в сланцы. Однако при всей своей изменчивости они имеют более выдержанный характер, чем жилы первой группы.

Жилы рассматриваемой группы выклиниваются плавно, реже тупо, иногда при выклинивании они разветвляются на несколько прожилков.

Контакты жил с вмещающими породами резкие, поверхность контакта чаще неровная. Вмещающие породы в контакте с жилами не претерпели заметных изменений, кроме незначительного осветления зальбандов, в связи с каолинизацией их, не везде развитой.

Необходимо также отметить отсутствие следов подвижек вмещающих пород вдоль описываемых трещин. Если же относительное смещение пород висячего или лежащего бока и наблюдается, то это смещение, как правило, является послерудным. Высказанное соображение подтверждается также и тем, что в жилах, приуроченных к трещинам разрыва в куполах, брекчиевидные текстуры отсутствуют.

в) Жилы, приуроченные к трещинам сбросов. Жилы этой группы встречаются сравнительно редко. Они имеют меридиональное простирание и восточное падение от 50—70° до вертикального.

Морфологические особенности жил обусловлены масштабом подвижек вдоль трещин, с которыми связаны жилы. Там, где амплитуда смещений крыльев сброса не превышает несколько метров, они имеют сравнительно выдержанный характер и спокойно выклиниваются в обе стороны. В ряде случаев жилы, приуроченные к крупным сбросам, являются по своему строению очень сложными. Они представлены обыкновенно группой прожилков, линз и неправильных гнезд, выполняющих трещины среди перемятых и рассланцованных сбросовых зон. Простирание и падение жил и прожилков соответствуют направлению сброса. Прожилки и жилки обычно ветвятся, выклиниваются и снова появляются. Насыщенность сбросовых зон этими жилками очень неравномерная.

Текстура жил описываемого типа чаще всего брекчиевидная.

Следует еще отметить, что многие исследователи рудных месторождений Нагольного кряжа выделяют в особую группу жилы, связанные с заполнением трещин отдельностей, чего мы не делаем, так как эти жилы редко бывают изолированы от жил или оруденелых зон, связанных с зонами продольных смятий; чаще они сопутствуют последним.

3. ТИПЫ ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

По характеру минерализации жильные проявления Нагольного кряжа можно разбить на три группы: кварцевые жилы, кварцево-анкеритовые жилы и сульфидные жилы.

Между крайними разностями перечисленных типов жил существуют резкие различия, но многие жилы обнаруживают переход от одного типа к другому.

Кварцевые жилы состоят почти целиком из кварца, в котором встречаются кристаллы пирита, халькопирита, арсенопирита, галенита,

сфалерита. В некоторых кварцевых жилах присутствует анкерит от единичных, эпизодически встречающихся, зерен до сравнительно обильных выделений. Сложение жил массивное или полосчатое, с шестоватыми кристаллами кварца в осевой части жил.

Кварцево-анкеритовые жилы резко отличаются от кварцевых жил значительным развитием свинца и цинка образуют в жилах вкрапленность, линзы, неправильные гнезда и рудные столбы. Анкерит в жилах содержится примерно в равных количествах с кварцем или преобладает над ним.

Кварцево-анкеритовые жилы обычно приурочены к сбросовым трещинам и поперечно секут вмещающие породы. Они также встречаются в зонах продольных смятий.

Сложение жил брекчиевидное, массивное и полосчатое.

Сульфидные жилы. В большинстве случаев в этих жилах встречаются сфалерит, галенит, блеклые руды, халькопирит, пирит и арсенопирит.

Сульфидные жилы связаны с трещинами скалывания и залегают согласнo с вмещающими породами. Они иногда представлены в виде нитевидных образований, что является показателем большой подвижности рудных растворов, из которых они образуются.

Текстура жил брекчиевидная, ленточная или массивная.

Относительная роль отдельных главных жилообразующих минералов в каждом типе жил наглядно иллюстрируется диаграммой, представленной на фиг. 8.

Минералы	Тилы жил	Кварцево-вог	Кварцево-анкеритовые жилы	Сульфидные жилы
Кварц	■			
Анкерит	■			
Сфалерит		■		
Галенит		■		
Буланжерит			■	
Бурнонит			■	
Халькопирит			■	
Пирит			■	
Тетраэдрит			■	
Арсенопирит			■	
Нальцит			■	
Шпорит			■	
Пиррофиллит			■	
Макрит			■	
Апатит			■	

* В Есауловском месторождении встречается в Нагольно-Тарасовском месторождении

Фиг. 8. Распространение первичных минералов в жилах Нагольного кряжа.

4. МИНЕРАЛОГИЯ ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изучением минералогии полиметаллических месторождений Нагольного кряжа занимались многие исследователи. Наиболее полную работу по этому вопросу дал проф. Я. В. Самойлов (1906). В ней с большой полнотой приведены описания минералов, но менее освещены вопросы их взаимоотношений, порядка выделения и т. п.

Наибольшее минералогическое разнообразие свойственно сульфидным жилам района, минералогический состав кварцевых жил более прост и однообразен. Кварцево-анкеритовые жилы, содержащие мало сульфидов, по характеру минерализации близки к безрудным кварцевым жилам. Кварцево-анкеритовые жилы, содержащие много сфалерита, галенита, пирита и других рудных минералов, близки к сульфидным жилам.

При сравнительно большом минералогическом разнообразии жильных проявлений Нагольного кряжа, порядок выделения минералов из рудных растворов, их морфологические черты и парагенетические взаимоотношения для всех жил остаются постоянными. По существу, жильные образования Нагольного кряжа различаются главным образом количественным распространением в них тех или иных минералов.

Минералы, встреченные в жилах Нагольного кряжа, исчерпываются следующим списком (в порядке их распространения в жилах):

Нерудные минералы

Кварц	Накрит
Анкерит	Кальцит
Хлорит	Апатит
Пирофиллит	α-хлоритит

Рудные минералы

Гипогенные

Минералы зоны окисления

Сфалерит	Арсенопирит	Лимонит	Скородит
Вюртцит	Золото	Церуссит	Англезит
Галенит	Киноварь	Смитсонит	Железный купорос
Пирит	Борнит	Малахит	Каламин
Марказит	Герсдорфит	Азурит	Куприт
Бурнонит	Миллерит	Халькозин	Хризоколла
Тетраэдрит	Виллемит	Ковеллин	Турьбит
Буланжерит	Аргентит	Массикот	Эмболит
Халькопирит	Висмутин	Сурьмяные охры	Серебро
		Пирролизит	Ртуть
		Псиломелан	Амальгама

Окислы металлов, их галоидные соединения и карбонаты характерны для зоны окисления, развитой на рассматриваемых месторождениях до небольшой глубины.

Следует особо подчеркнуть, что характерной чертой рудных месторождений Нагольного кряжа является крупнозернистое строение большинства жил. Зерна и кристаллы сфалерита нередко имеют 10—15 см в поперечнике, галенит часто образует кристаллы размером в 5—8 см,

Месторождения и участки	Минералы																			
	Нагольно-Тарасовское	Есауловское	Центральное Нагольчанское	Островный бугор	Бобровый участок	Ульяновский участок	Дорожничий участок д. Шибобов	Участок в Шибобов	Участок д. Водяной	Участок Семеново бугора	Орловский участок	Гребенчатый участок	Валеро-Крестьянский участок	Участок западу с. Ново-Лавочкин	Шибобовский участок	Бур-Носовский участок	Муссовый участок	Участок близ с. Головавахи	Участок Фетинего ручья р. Толлово	
Сфалерит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Галенит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Пирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Тетраэдрит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Халькопирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Бурнонит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Арсенопирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Буланжерит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Аргентит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Золото	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Кварц	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Анкерит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Кальцит арагонит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Хлорит, накрит, пирофиллит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Фиг. 9. Сравнительная таблица минералогического состава жильных месторождений Нагольного кряжа. Составили Г. Д. Овчинников и А. А. Якжин.

иглы буланжерита достигают в длину 10—15 см, кристаллы горного хрусталя 10—20 см, гребенчатые выделения анкерита и зерна его достигают нескольких сантиметров в наибольшем измерении и т. д.

Характерно и то, что рудные и нерудные минералы в жилах имеют чрезвычайно прихотливое расположение. Рудные участки сменяются безрудными по падению жилы и по простиранию ее; сфалерит, галенит или блеклые руды свободно развиваются как у контакта жилы, так и в средней части ее. В настоящей работе вначале нами описываются нерудные минералы, затем рудные гипогенные и, наконец, минералы зоны окисления. Относительная роль каждого минерала в жилах различных месторождений иллюстрируется диаграммой, приведенной на фиг. 9.

Нерудные минералы

Кварц

Кварц является наиболее широко распространенным минералом в месторождениях Нагольного кряжа. Содержание его в жилах очень непостоянно, и он нередко присутствует в очень малых количествах, образуя разрозненные участки среди сульфидов.

В жилах кварц представлен в виде отдельных зерен, агрегатных скоплений и идиоморфных кристаллов. Размеры зерен и кристаллов кварца очень различны. Кварц обнаруживает также значительное разнообразие по окраске и структуре.

По окраске и прозрачности можно выделить следующие разновидности кварца: серый, молочнобелый, полупрозрачносерый, сахаровидный и совершенно прозрачный. Реже встречаются зерна кварца, имеющие розовый оттенок.

Изучение взаимоотношений разновидностей кварца с другими минералами показывает, что серый и молочнобелый кварц образуются в более высокотемпературных условиях, чем прозрачный и полупрозрачносерый кварц. Между отдельными разновидностями кварца иногда существуют постепенные переходы. Примером этого являются хотя бы широко распространенные кристаллы прозрачного горного хрусталя, к основанию постепенно приобретающие молочнобелую окраску (табл. I, 1).

В жилах наиболее распространен молочнобелый кварц, дающий матовую поверхность раскола, в отличие от серого и полупрозрачного кварца, обладающего жирным или стекляннным блеском. Прозрачная разновидность кварца встречается в довольно ограниченном количестве, но она характерна почти для всех жил, приурочена только к пустоткам и представлена в форме хорошо образованных кристаллов.

Хорошие кристаллы образует не только прозрачный кварц, но также молочнобелый и серый кварц.

Кристаллы кварца нередко достигают 10—20 см, но обычно они не превышают в длину 5—6 см.

Форма кристаллов кварца призматически-столбчатая, удлиненно-игольчатая и неправильная. Призматически-столбчатые кристаллы характерны для пустот, а игольчатые формы, в которых длина кристалла в десятки раз превышает поперечные размеры его, характерна для кварца, ассоциирующего с игольчатым буланжеритом.

Во многих жилах широко развит гребенчатый кварц, кристаллы которого ориентированы в направлении от зальбанда жилы к осевой ее части. В этом случае создается особый шестовато-друзовый текстурный тип жил, описанный ниже.

В одной из жил был встречен занорыш с кристаллами горного хрусталя, прозрачными или слегка дымчатыми к головке и мутными к основанию; в занорыше сидело свыше 200 кристаллов величиной в среднем 5—8 см и в отдельных случаях до 20 см (табл. I, 1).

В кристаллах наиболее отчетливо выражены грани призмы, нередко несущие поперечную штриховку. Головка кристаллов кварца оканчивается обычно двумя ромбоэдрами ($10\bar{1}1$) и ($01\bar{1}1$) или одним ромбоэдром ($10\bar{1}1$), будучи им как бы косо срезанной (табл. I, 2). Иногда встречаются кристаллы с развитыми в обоих концах головками, и такие кристаллы, обычно развивающиеся в пустотах среди буланжерита, имеют наиболее правильную форму, и призма кристалла, в силу правильного и равного развития ромбоэдров ($10\bar{1}1$) и ($01\bar{1}1$), оканчивается гексагональной пирамидой (табл. I, 4). Такие кристаллы при своем росте обычно прикреплялись к кристаллам других минералов гранью призмы и в местах прикрепления всегда несколько мутноваты.

В шлифе все разновидности кварца, за исключением горного хрусталя, имеют зернистую структуру. Очертания зерен неправильные, зубчатые и заливообразные, но многие из них обнаруживают заметный идиоморфизм и характеризуются прямолинейными границами. Зерна кварца, обладающие волнистым угасанием, встречаются так же часто, как и не имеющие его. Во многих случаях кварц несет следы расколов и дробления.

Намечается не менее 3—4 генераций кварца. Кварц более ранней генерации весьма часто включен в кварц более поздней генерации, его кристаллы имеют более правильные очертания и обычно серую окраску. Более позднюю генерацию представляет горный хрусталь.

В единичных случаях при изучении шлифов в кварце встречены пустотки круглого, мидалевидного или неправильного очертания, заполненные жидкостью.

В одной из жил был встречен кварц, показавший в шлифе резко выраженное ленточное строение. Ленты кварца имеют значительную длину, при очень малой ширине. Швы между лентами довольно отчетливы, иногда к ним приурочены выделения мелких неправильных зерен кварца.

В единичных образцах были встречены перистый и лоскутный кварц. Некоторые зерна кварца, особенно в призальбандовых участках, несут полосчатые скопления изотропных черных пылевидных частиц, как бы флюидально растекающихся в кварце.

Необходимо также отметить исключительно тесную связь горного хрусталя и буланжерита, обнаруживаемую в сульфидных жилах. Как уже было отмечено, удлиненные идиоморфные кристаллы кварца часто встречаются совместно с игольчатыми скоплениями буланжерита. В таких скоплениях кварц и буланжерит растут в одном направлении, реже кварц сечет буланжерит (табл. I, 3). Нередко кристаллы горного хрусталя пронизаны иглами буланжерита. Последний встречается в кварце то в виде редких кристалликов, то исключительно густо (табл. I, 5), до предела насыщая кристалл кварца (табл. I, 6), придавая ему совершенно черную окраску.

Изумительный по своей красоте занорыш встречен нами в одном месторождении. Известковисто-глинистые сланцы здесь рассечены широтной трещиной. Неровные стенки этой трещины были покрыты сплошь прозрачными кристаллами горного хрусталя, длинноигловатым буланжеритом, игольчатые кристаллы которого достигали 30—40 см, и крупными кристаллами сфалерита.

Большинство кристаллов прозрачного кварца, собранного из занорыша в количестве нескольких сотен штук, проросли иглами буланжерита. Обычно иглы буланжерита ориентированы в кристаллах кварца поперечно к граням призмы и не выходят из кристалла кварца, а погружены в нем и как бы находятся во взвешенном состоянии. В отдельных кристаллах кварца скопления буланжерита имеют призматическое очертание, подобное кристаллу кварца. Создается такое впечатление, как будто бы призма с игольчатыми выделениями буланжерита вложена в призму кварца. Объяснение этого явления будет дано в конце настоящей главы.

Анкерит

Анкерит является существенным минералом жильных месторождений Нагольного кряжа, а во многих случаях должен быть отнесен к числу главных. Он образует отдельные зерна, гнезда, линзы, полосы, иногда целиком выполняет жилу. В некоторых жилах он обильнее развит в призальбандовых частях, в других обособляется в отдельных участках жилы, но обычно распределен крайне неравномерно.

В большинстве случаев анкерит образует участки неправильной формы, реже — кристаллы или друзы их. Кристаллы анкерита достигают очень крупных размеров (до 20—30 см) и обычно имеют ромбоэдрическую форму.

Анкерит окрашен в молочнобелый, кремовый, серый, розовый и темно-серый цвет. Последние две разновидности встречаются значительно реже, чем анкерит белый, кремовый или серый. Темносерая окраска анкерита иногда объясняется развитием в нем многочисленных микрокристаллов игольчатого буланжерита. Иногда встречается полупрозрачный анкерит.

Кристаллы анкерита развиваются исключительно в пустотках совместно с горным хрусталем, или в трещинах, секущих другие минералы, и имеют сплюснутый, тонкопластинчатый, чечевицеобразный габитус, в результате доминирующего развития граней ромбоэдра (табл. II, 7). Обычный размер кристаллов 2—3 см. Кристаллы нарастают на кварц, зернистый анкерит — на кристаллы горного хрусталя, или встречаются в корродированных участках сфалерита.

Во многих случаях анкерит залечивает трещинки в галените и пирите. Встречаются также кристаллы анкерита, на которых выросли кристаллики сфалерита, галенита и пирита, принадлежащие, несомненно, продуктам последних стадий минерализации.

В шлифе анкерит бесцветен, с ярко выраженной псевдоабсорбцией, ясной спайностью, без двойников. Имеет зернистую структуру или образует удлиненные выделения, реже ромбоидальные кристаллы.

Особенно охотно в анкерите развивается буланжерит, встречаясь то по спайности минерала, то пронизывая его в различных направлениях. Нередко иглы буланжерита одновременно прокалывают несколько различно ориентированных зерен анкерита, что вряд ли возможно объяснить особой кристаллизационной способностью буланжерита, а скорее всего более ранним выпадением его из раствора.

Как показало изучение шлифов, лимонитизация анкерита происходит вдоль трещин спайности и развивается в нем участками.

Химический состав анкеритов представлен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав анкерита, в %

Компоненты	Анкерит серый		Анкерит кремовый	Анкерит розовый	Анкерит гребешчатый, перламутровый
	1	2			
— H ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
+ H ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,02	0,01	0,02
SiO ₂	0,25	0,60	0,71	4,45	0,02
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	» »	» »	» »	» »	» »
Fe ₂ O ₃	» »	» »	0,13	» »	» »
FeO	15,11	13,46	14,16	12,43	12,14
MnO	0,62	0,52	0,59	0,26	0,89
CaO	28,32	28,77	28,50	27,79	28,94
MgO	11,29	12,55	11,86	12,08	12,99
Na ₂ O }	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03
K ₂ O }					
CO ₂	44,42	43,92	43,92	42,82	45,08
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,007
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,09	99,91	99,96	99,90	100,15

Аналитик П. А. Волков.

Из таблицы следует:

- 1) Все разновидности анкерита по химическому составу очень близки между собой. Несколько повышенное содержание SiO_2 обнаруживает розовая разновидность анкерита. Как показали спектральные анализы, эта разновидность анкерита значительно больше, чем другие, содержит Sr.
- 2) Химический состав анкеритов отвечает формуле $5\text{CaCO}_3 \cdot 3\text{MgCO}_3 \cdot 2\text{FeCO}_3$, при этом часть Fe замещается марганцем.

Из характеристики анкерита следует, что его выделение происходит непрерывно в течение всего процесса, но основная масса анкерита кристаллизуется несколько позже более высокотемпературных разновидностей кварца, сфалерита и халькопирита, которые погружены в нем. Кристаллический гребенчатый анкерит выделяется позднее всех других минералов, за исключением мелкокристаллического пирита, встречаемого в пустотках нарощим на анкерит.

Х л о р и т

Хлорит встречается в жилах в очень небольшом количестве. Он обычно образует мелкие пластинки, листочки, чешуйчатые скопления, окрашенные в слабозеленоватые оттенки. Охотно разбивается в контакте со сланцами или в пустотках, нарастая вместе с пиррофиллитом на кристаллы других минералов. Иногда обломки сланцев, встречающиеся в жилах, полностью превращены в мелкочешуйчатые агрегаты хлорита.

В шлифах хлорит бесцветный, слабозеленоватый или окрашен в желто-буроватые оттенки. Плеохроизм в окрашенных разностях отчетливо выражен в зеленовато-желтовато-буроватых тонах со схемой абсорбции $N_m > N_p$. Следует отметить, что буроватый хлорит имеет более высокую интерференционную окраску, чем бесцветный или зеленый хлорит; у него $N_g - N_p = 0,018$; $N_p = 1,588$, $N_g = 1,606$. Хлорит имеет ясно выраженную спайность, прямое угасание и оптически положительный характер. По этим признакам он относится к пеннину.

Иногда хлорит образует веерообразные листочки.

Хлорит обычно встречается на стыке зерен других минералов и в трещинках, но иногда бывает обильно включен в зерна кварца в виде мелких кристалликов, создающих пойкилитовую структуру. Эти кристаллики укорочены по спайности, образуют отдельные таблички, цепочки их, «червеобразные» выделения и скопления.

Судя по взаимоотношению хлорита с другими минералами, можно сказать, что его выделение связано с наиболее поздними фазами. В меньшем количестве он образуется несколько раньше низкотемпературной разновидности кварца.

П и р о ф и л л и т

Пиррофиллит, как и хлорит, встречается в небольшом количестве. В отличие от зеленоватого хлорита, он образует белые тальковидные чешуйчатые выделения, мягкие и жирные на ощупь. Иногда он дает плотные скопления, состоящие, как показали микроскопические исследования, из мельчайших правильных кристалликов — шестигранников.

Макроскопически пиррофиллит и хлорит можно легко спутать между собой, так как оба указанные минерала никогда не образуют крупных кристаллов, а в мелких чешуйках они с трудом различимы.

В шлифе пиррофиллит легко отличим по более высокой интерференционной окраске. Он бесцветен, оптически отрицательный, дает отдельные листочки, чешуйки, прожилки и скопления неправильной формы.

Образуется пиррофиллит при тех же условиях, что и хлорит, сплошь и рядом целиком заполняя мелкие жёоды с горным хрусталем.

Накрит

Развит в заметном количестве в жилах Центрально-Нагольчанского месторождения, менее часто он встречается в жилах других участков.

Накрит образует белые со слабозеленоватым отливом и шелковистым блеском скопления, выполняющие иногда целиком пустоты со щетками анкерита и горного хрусталя, обволакивающие кристаллы других минералов или встречающиеся в трещинах жил и вмещающих пород.

Выделения накрита при микроскопическом исследовании обнаруживают форму правильных шестигранных пластинок размером в сотые доли миллиметра.

Химический состав накрита, по данным Я. В. Самойлова, отвечает формуле $H_1Al_2Si_2O_9$:

H_2O	14,14%
SiO_2	46,47
Al_2O_3	39,68
<hr/>	
Сумма	100,29%

Накрит выделяется из растворов в самую последнюю фазу минералообразования, заполняя пустотки в жилах.

Кальцит

В условиях широкого распространения анкерита, мало отличающегося по внешним свойствам от кальцита, определение кальцита при изучении карбонатов весьма затруднительно.

К кальциту относят почковидные и гроздевидные образования, встречаемые преимущественно в жеодах. Эти образования, относящиеся также к наиболее поздней стадии минерализации, имеют концентрически скорлуповатое сложение. Часто в светлоокрашенной и как бы цементирующей массе кальцита (?) встречаются более темные участки анкерита.

В отвалах встречен совершенно прозрачный кусочек двупреломляющего кальцита в виде правильного ромбоэдра, с площадью грани в 1 см^2 .

Некоторыми авторами выделяется также арагонит, имеющий небольшое распространение в жилах.

Апатит

Апатит в месторождениях Нагольного кряжа еще никем не описан, хотя его довольно часто можно встретить в шлифах руд в виде включений в кварце или анкерите. Как видно, апатит имеет относительно широкое распространение, но встречается в жилах в весьма небольшом количестве.

В шлифах апатит представлен в неправильно-округлых зернах, бесцветных, с высоким рельефом, низкой интерференционной окраской, оптически одноосных или с небольшим углом оптических осей. Иммерсионным методом установлено, что он имеет $N_o = 1,633$ и $N_e = 1,629$.

Выделения апатита заметно идиоморфнее, чем кварца и анкерита, в которые он включен.

α -Хлоритит

Этот минерал имеет листовато-чешуйчатое сложение и серебристобелый или слегка зеленоватый цвет. Он довольно широко развит в Нагольном кряже и встречается не только в жилах, но и в сланцах, наиболее часто

облекая кристаллы пирита. В жилах он встречается чаще в пустотках или нарощим на кристаллы других минералов и в виде прожилков, представляя продукт наиболее позднего выделения в жилах.

По химическому составу описываемый серебристый чешуйчатый минерал резко отличается от обычных хлоритов более повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O и отсутствием FeO . Я. В. Самойловым описываемый минерал назван α -хлорититом. Исследование этого минерала было продолжено Е. К. Лазаренко, который в опубликованной в 1940 г. статье предлагает рассматриваемый минерал называть донбасситом. По оптическим свойствам α -хлоритит характеризуется слабым плеохроизмом, оптически положителен, имеет $2V = 50^\circ$, $N_g - N_p$ порядка 0,007 и заметную дисперсию оптических осей.

Рудные гипогенные минералы

Сфалерит

Он является наиболее широко распространенным сульфидом в жилах Нагольного кряжа. Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс, нередко целиком слагающих участки жил, реже представлен крупными, хорошо образованными кристаллами. Иногда сфалерит развивается у зальбанда жилы или в осевой ее части, образуя отдельные полосы, но чаще встречается в ней в виде отдельных гнезд или вкраплений.

Сфалерит окрашен в желтоватый, зеленоватый, красный, коричневый или темносерый цвет.

Хорошо образованные кристаллы сфалерита наиболее часто встречаются в пустотах жил. Зерна сфалерита, вкрапленные в агрегат других минералов, имеют нередко довольно правильную кристаллографическую форму. Размеры кристаллов сфалерита достигают обычно нескольких сантиметров, но иногда встречаются кристаллы, имеющие в поперечнике 10—12 см. Наиболее частой формой их является ромбический додекаэдр или тритетраэдр.

Главная масса сфалерита выделяется в наиболее ранней стадии минералообразования. Зерна его обычно вкраплены в буланжерит, галенит, кварц и анкерит. Но иногда кристаллы светлокоричневого, розового или желтовато-зеленоватого сфалерита развиваются на гранях кристаллов белого кварца (табл. II, 8) или в пустотках вместе с горным хрусталем и щетками анкерита (табл. II, 9). Кроме того, крупные кристаллы сфалерита встречаются в ассоциации с горным хрусталем и буланжеритом. При этом горный хрусталь и буланжерит нарастают на кристаллы сфалерита (табл. III, 10 и 11). Лишь в единичных случаях нами встречены хорошо ограненные кристаллы прозрачного кварца, пронизывающие светлокоричневые зерна или кристаллы сфалерита.

Кристаллы сфалерита на гранях нередко имеют многочисленные неправильные углубления с примазками накрита. Это явление было отмечено еще Я. В. Самойловым, справедливо объяснившим его как результат травления кристаллов сфалерита раствором, из которого шло выделение накрита.

Сфалерит довольно часто имеет полисинтетическое двойниковое сложение в виде тонких полосок, отчетливо видимых в полированных шлифах после протравливания в парах царской водки. Под микроскопом сфалерит серого цвета, порошок его в косом свете белого или слегка желтоватого цвета. Темноцветные разности сфалерита усеяны эмульсионной вкрапленностью халькопирита (табл. IV, 12).

В нескольких шлифах встречен сфалерит колломорфной структуры (табл. IV, 13).

Зерна сфалерита обычно имеют неправильную форму, корродированы и трещиноваты. Широко развито разъедание сфалерита галенитом, анкеритом (табл. V, 14), халькопиритом, тетраэдритом (табл. V, 15).

Очень часто сфалерит встречается в тесном сростании с бурнонитом, представленным неправильными, иногда пластинчатыми зернами (табл. VI, 16). Последние имеют различную ориентировку.

Трещины в сфалерите обычно залечиваются галенитом (табл. VI, 17), анкеритом (табл. VII, 18), тетраэдритом и бурнонитом. В зернах сфалерита иногда встречаются остатки разъеденного пирита, арсенопирита и кварца.

В зоне окисления сфалерит легче других сульфидов подвергается окислению, замещаясь лимонитом и смитсонитом по периферии зерен и по спайности, давая решетчатые, нитеобразные и петельчатые структуры замещения.

Химический состав нескольких образцов сфалерита приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав сфалерита, в %

Компоненты	Сфалерит желто-зеленый	Сфалерит кроваво-красный	Сфалерит коричневый	Сфалерит темно-серый	Сфалерит темно-коричневый	Сфалерит коричневый	Сфалерит зеленовато-желтый и зеленовато-бурый
Zn	65,65	65,58	64,43	62,11	62,73	63,70	66,19
Pb	Сл.	Сл.	Сл.	0,09	0,31	0,54	—
Sn	Не обн.	0,04	0,07	0,06	Не обн.	—	—
Fe	0,22	0,48	1,60	1,88	2,15	1,32	Сл.
Co	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	—	—
SiO ₂	0,02	0,20	0,06	0,78	0,25	0,41	—
Al	—	0,13	—	0,05	—	—	—
Ca + Sr	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	—	—
Mg	0,04	0,01	0,01	0,12	0,06	—	—
S	33,38	33,04	33,26	32,24	32,97	32,74	32,88
SO ₄	—	—	—	0,10	Не обн.	—	—
+ H ₂ O 110°	—	—	—	1,79	1,00	—	—
— H ₂ O 110°	0,02	—	0,01	0,02	—	—	—
As	—	—	—	—	—	0,00	—
Sb	—	—	—	—	—	0,22	—
Cu	—	—	—	—	—	0,10	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,02	—
MnO	—	—	—	—	—	Сл.	—
CaO	—	—	—	—	—	0,14	—
MgO	—	—	—	—	—	0,11	—
Примеси	0,77	0,35	0,57	0,55	0,73	0,35	0,79
Сумма	100,14	99,86	100,04	99,83	100,21	99,65	99,86
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	4,0998 при 15° С

Аналитики Н. С. Владасец и П. А. Волков.

Из таблицы следует, что более темноцветные разновидности сфалеритов содержат повышенное количество Fe и имеют значительное и необычное содержание воды.

Вюртцит

Вюртцит впервые описан в 1936 г. Он встречен А. М. Мочаловым в виде единичных таблитчатых кристаллов или друз и щеток, выросших на гранях кристаллов кварца совместно с буланжеритом. Вюртцит пронизан

игольчатыми кристаллами буланжерита, который обладает эвгедральными формами и выделился позднее сфалерита.

Галенит

Галенит является весьма распространенным минералом. Как и сфалерит, он иногда целиком слагает жилу, но чаще встречается в отдельных гнездах, прожилках или вкраплениях среди других минералов. Прожилки и гнезда галенита имеют мелкозернистую структуру. Реже галенит встречается в пустотках в форме хорошо образованных кристаллов, в ассоциации с друзами горного хрусталя и анкерита.

Размер кристаллов галенита редко превышает 3—4 см в поперечнике, чаще они порядка 1,0—0,5 см. Кристаллы галенита имеют октаэдрический облик (табл. VII, 19), причем господствующей формой являются грани октаэдра (III), а грани куба (100) в большинстве случаев играют подчиненную роль, и совсем редко встречаются трапецоэдры. Здесь были встречены отдельные кристаллы длиной до 7—8 см.

Под микроскопом галенит легко определяется по низкой твердости, хорошо заметным треугольникам выкрашивания, которые в раздробленных зернах имеют криволинейные очертания, и по ирризации при травлении $FeCl_3$. При травлении HCl выявляется зернистая структура галенитовых агрегатов с величиной отдельных зерен галенита до 5 мм.

В шлифе галенит часто встречается в виде прожилков в кварце, анкерите, пирите (табл. VIII, 20), сфалерите (табл. VI, 17), арсенопирите, халькопирите и реже в тетраэдрите. Анкерит, сфалерит, пирит и кварц очень часто корродированы и замещены галенитом. Галенит встречается в ксеноморфных зернах, выполняя промежутки между зернами отмеченных минералов. Но нередко галенит также корродирован анкеритом.

Наиболее обычна ассоциация галенита с тетраэдритом и бурнонитом. С этими минералами галенит образует весьма сложные и тесные прораствания. Обычно галенит корродирован и замещен тетраэдритом или бурнонитом, наблюдаются также случаи, когда тетраэдрит и бурнонит корродированы и замещены галенитом (табл. VIII, 21), но чаще галенит, тетраэдрит и бурнонит, встречаясь по соседству, имеют довольно ровные границы.

В зернах галенита часто встречаются многочисленные «точечные» вкрапления блеклой руды. Некоторые из них приурочены к линиям спайности галенита, но большинство вкраплеников располагается, не придерживаясь каких-либо кристаллографических направлений. Вкрапление блеклой руды в галените по своему характеру напоминает собой эмульсионную вкрапленность халькопирита в сфалерите.

В игольчатой массе буланжерита зерна галенита имеют прямолинейные очертания и представляют более ранний продукт выделения.

Иногда зерна галенита пронизаны прозрачными кристаллами кварца. Встречаются также одиноко сидящие идиоморфные кристаллы галенита на щетках горного хрусталя.

Соотношения галенита с другими минералами показывают, что галенит в основном выделяется позже сфалерита, позднее ранней генерации пирита, арсенопирита, анкерита, одновременно с тетраэдритом и бурнонитом и заканчивает свою кристаллизацию несколько раньше выпадения горного хрусталя.

В зоне окисления галенит является более устойчивым, чем сфалерит, однако, в конечном счете, он замещается перусситом и англезитом, которые развиваются по периферии зерен галенита или по его спайности, проникая далеко в глубь зерна. Иногда зерна галенита или полностью превращены в продукты окисления или целиком выщелочены из жилы.

В табл. 3 приведен химический состав двух образцов галенита.

Таблица 3

Химический состав галенита, в %

Компоненты	Образцы	
	1	2
As	0,00	0,00
Sb	0,07	0,31
Pb	85,89	84,54
Cu	Сл.	Сл.
Zn	0,22	»
Fe	0,06	0,05
S	13,64	13,76
SiO ₂	0,06	0,13
TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,03	0,01
CaO	0,00	0,00
MgO	0,03	0,02
Mn	Сл.	Сл.
Сумма	100,00	98,82

Аналитик А. И. Пономарев.

Пирит

Пирит в жилах Нагольного кряжа встречается в меньшем количестве, чем сфалерит и галенит, но количественно значительно преобладает над другими сульфидами. В некоторых жилах бурнонит и булавжерит развиты в заметно большем количестве, чем пирит, но в большинстве месторождений указанные минералы почти совсем отсутствуют.

Пирит известен во всех жилах и является преобладающим рудным минералом в одних жилах, а в других он распространен в незначительном количестве.

Пирит встречается в виде отдельных зерен, хорошо образованных кристаллов, скоплений, гнезд и прожилков. В жилах пирит располагается ближе к зальбандам жил или находится в виде густой вкрапленности во вмещающих породах (глинистых сланцах) у контакта с жилами.

Размеры кристаллов пирита достигают 2—3 см, но обычно они значительно меньше и не превышают 0,5 см. Обычная форма кристаллов — пентагональный додекаэдр или куб, другие формы имеют резко подчиненное значение.

Прожилки пирита имеют ленточную структуру, обусловленную чередованием полосок различного строения — от кристаллического до тонкозернистого, сплошного (табл. IX, 22).

По отношению к другим минералам пирит ведет себя самым различным образом. В одних случаях пирит разбит неправильными трещинами, выполненными анкеритом, кварцем, сфалеритом и галенитом. В других случаях пирит образует мелкокристаллическую рубашку на кристаллах горного хрусталя или цементирует зерна кварца (табл. IX, 23). Часто пирит встречается в виде разъеденных остатков среди сфалерита (табл. X, 24), арсенопирита, тетраэдрита и галенита. Иногда по трещинам кристаллов пирита можно наблюдать выделения пирита более поздней генерации. В главной своей массе пирит образуется в наиболее ранние фазы минералообразования, ранее тетраэдрита, галенита и сфалерита. Пирит более

поздней генерации встречается в форме мельчайших выделений, выросших на кристаллы кварца, анкерита и сфалерита. В зоне окисления пирит переходит в лимонит. Последний часто образует псевдоморфозы по пириту.

Марказит

Марказит встречается редко. Он обычно имеет форму пластинчатых кристаллов. Часто пирит по периферии переходит в марказит, дающий иногда сетчатую структуру замещения. В некоторых случаях марказит встречается в ассоциации с арсенопиритом, развиваясь на периферии зерен последнего.

Бурнонит

Бурнонит встречается в виде плотных масс в ассоциации с галенитом и тетраэдритом, с которыми он образует тесное прорастание. Очень редко бурнонит имеет кристаллическую форму; кристаллы бурнонита обычно мелкие, табличевидные, иногда округлые. Цвет кристаллов железно-черный, в изломе — стальносерый. От галенита бурнонит легко отличается по более темной окраске и отсутствию спайности.

В шлифе бурнонит сероватого цвета, светлее тетраэдрита, но иногда почти неотличим от него; анизотропен; имеет среднюю твердость; от HNO_3 медленно ирризирует, темнеет, редко слабо вскипает; дает реакцию на Sb; от царской водки быстро чернеет и вскипает; прочие реагенты, в том числе и KOH, не действуют.

Бурнонит выделяется более или менее одновременно с тетраэдритом, в котором он образует мелкие неправильные, иногда призматические выделения (табл. X, 25). В некоторых шлифах можно установить, что бурнонит выделяется несколько позже тетраэдрита и как бы цементирует его зерна (табл. XI, 26) или развивается по периферии выделений тетраэдрита (табл. XI, 27). Зерна бурнонита нередко корродированы галенитом. Выделения бурнонита часто приурочены к трещинкам, проходящим в кварце, сфалерите и пирите, или корродируют ранее образовавшиеся пирит, сфалерит и редко галенит.

В зоне окисления бурнонит переходит в малахит, азурит и свинцовые охры. Перечисленные вторичные минералы развиваются главным образом по периферии зерен бурнонита или по неправильным трещинкам в нем.

Содержание отдельных элементов в бурноните дает табл. 4.

Таблица 4

Химические анализы бурнонита, в % (по Я. В. Самойлову)

Элементы	Теоретический состав	Образцы			
		1	2	3	4
Pb	42,54	42,75	41,63	42,04	41,89
Cu	13,04	12,77	12,64	12,60	12,82
Sb	24,65	24,76	—	—	—
S	19,77	19,40	—	—	—
Fe	—	—	0,15	0,07	—
Сумма	100,00	99,68	—	—	—

Химический анализ одного образца бурнонита, выполненный аналитиком Н. В. Лазаревым, дает следующие результаты (в %):

As	0,42	Mn	сл.
Cu	12,07	Fe	0,07
SiO ₂	0,38	Al ₂ O ₃	Не обн.
MgO	0,04	Pb	41,96
Sb	23,43	S	20,30
Zn	1,01	CaO	Не обн.
TiO ₂	Не обн.		
		Сумма	99,68

Приведенный химический состав бурнонита отвечает формуле $2\text{PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$.

Тетраэдрит

Образует неправильные выделения величиною до 2—3 см, редкую вкрапленность удлинённых зерен в других минералах и реже встречается в кристаллах тетраэдрической формы.

В шлифе тетраэдрит серовато-белого цвета, по сравнению с галенитом имеет несколько зеленоватый оттенок, изотропен, средней твердости, не реагирует при действии HNO_3 , HCl , KCN и FeCl_3 , от царской водки наблюдаются потускнение и слабая ирризация.

Выделения тетраэдрита находятся в самой тесной связи с галенитом и бурнонитом, в которых он часто образует эмульсионную вкрапленность. Такую же вкрапленность образуют указанные минералы в тетраэдрите. В сфалерите, пирите и арсенопирите тетраэдрит встречается в виде прожилков и корродирует эти минералы. При замещении пирита тетраэдрит образует сетчатые структуры замещения. Анкерит, замещая тетраэдрит, дает графические и субграфические структуры замещения. Часто тетраэдрит рассекается прожилками галенита или разъеден последним, хотя нередко и галенит разъеден тетраэдритом. В главной своей массе тетраэдрит выделился раньше галенита, но безусловно позже сфалерита, пирита и арсенопирита.

В зоне окисления тетраэдрит сопровождается примазками малахита и азурита.

Буланжерит

Образует плотные волокнистые скопления и волосовидные кристаллы в ассоциации с горным хрусталем и щетками анкерита. Кристаллы буланжерита развиваются в пустотах жил. В плотно-волокнистых скоплениях отдельные «волокна» буланжерита ориентированы в одном направлении.

Буланжерит часто образует ленты или полосы в боковых частях или в середине жилы. Ленты имеют резкие границы и относятся к более поздним стадиям минералообразования (табл. XIV, 36).

Цвет буланжерита синевато-свинцовосерый, в некоторых разностях темносерый, кристаллы волокнистые с пластинчатым поперечным сечением; они довольно легко расщепляются в длину по плоскости (001). Толщина волокон до 1—2 мм, длина их нередко до 10—15 и даже 30—40 см, обычно же она не свыше 3—5 см. Иногда кристаллы буланжерита бывают настолько тонки, что скопления их имеют характер пухообразных или паутинообразных масс.

В плотных массах буланжерит обычно встречается в ассоциации с длинными тонкими прозрачными кристаллами горного хрусталя, вытянутыми

в том же направлении, что и кристаллы буланжерита. Реже кристаллы кварца располагаются поперечно или косо относительно волокон буланжерита. Крупные зерна сфалерита, встречаемые среди волокнистых плотных масс буланжерита, имеют всегда отчетливо идиоморфный характер. В таких образцах можно видеть, что кристаллы буланжерита изгибаются около зерен сфалерита, обтекая последние.

Длинные волокнистые кристаллы буланжерита развиваются в пустотах вместе с горным хрусталем, сфалеритом и анкеритом.

Часто буланжерит образует радиально-лучистые агрегаты, развивающиеся в пустотках сфалерита, пирита и других минералов или на стенках трещин.

Как нами отмечалось выше, кристаллы буланжерита очень часто и в различных количествах содержатся в кристаллах горного хрусталя, в которых они ориентированы косо или поперечно к длинной оси кристалла (Z) и никогда не выходят за грани кристаллов (табл. 1, 4 и 5). Подобное и столь характерное прорастание горного хрусталя с буланжеритом, по нашему мнению, возможно объяснить лишь одновременной кристаллизацией этих минералов.

Молочнобелые кристаллы кварца, образующиеся при более высокой температуре, чем горный хрусталь, нередко цементируются буланжеритом.

Также часто буланжерит дает прорастания с анкеритом, в котором встречается в форме мельчайших волокнистых кристалликов, расположенных преимущественно по спайности анкерита. Количество кристалликов буланжерита в анкерите бывает иногда так велико, что анкерит приобретает темносерую окраску.

Буланжерит также нередко прорастает кристаллы сфалерита, причем между двумя соседними кристаллами сфалерита волокна буланжерита, врастающие в оба кристалла, обычно бывают параллельны и как бы натянута, как струны.

В зоне окисления буланжерит переходит в свинцовые и сурьмяные желтые охры.

Химический состав буланжерита (табл. 5) отвечает формуле $5PbS \cdot 2Sb_2S_3$, причем часть Sb_2S_3 изоморфно замещена As_2S_3 .

Таблица 5
Химический состав буланжерита, в %

Компоненты	Игольчатый буланжерит	Плотно-волокнистый буланжерит
As	0,11	0,20
Sb	25,31	24,28
Pb	54,94	55,37
Cu	0,01	Сл.
Zn	0,03	0,16
Fe	0,03	0,03
S	19,38	19,50
SiO ₂	0,10	0,33
TiO ₂	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	» »	» »
CaO	0,04	0,01
MgO	0,06	0,02
Mn	Сл.	Сл.
Сумма	100,00	99,90

Аналитики П. А. Волков и Н. В. Лазарев.

Расчеты процентного содержания в буланжерите PbS , Sb_2S_3 и As_2S_3 дают следующие результаты:

Игольчатый буланжерит PbS — 70,7; Sb_2S_3 — 28,3; As_2S_3 — 0,3;
 Плотно-волокнистый буланжерит PbS — 71,6; Sb_2S_3 — 27,0;
 As_2S_3 — 0,6 ZnS — 0,9

Халькопирит

Выделения халькопирита обычно неправильные, кристаллы для него не характерны.

Очень часто халькопирит дает эмульсионную вкрапленность в темно-цветной разности сфалерита.

Халькопирит обычно встречается по периферии зерен сфалерита, или в виде корродированных зерен в галените и тетраэдрите; иногда он залечивает трещинки в сфалерите, но чаще зерна халькопирита развиты среди зерен других минералов. По данным Л. М. Мочалова, в редких случаях прожилки халькопирита пересекают галенит.

В жилах встречен халькопирит, развивающийся по периферии борнита (табл. XII, 28) или прожилками прорезающий последний. Повидимому, описываемый борнит произошел за счет замещения гипогенного халькопирита и затем вновь подвергся замещению халькопиритом.

Халькопирит замещается ковеллином, переходит в халькозин, а в зоне окисления превращается в малахит, азурит и лимонит, с образованием при этом петельчатых структур замещения.

Химический состав халькопирита приводится в табл. 6 по данным одного анализа, выполненного Н. В. Лазаревым.

Таблица 6
 Химический состав халькопирита,
 в %

Компоненты	Содержание*
As	Не обн.
Sb	» »
Pb	0,06
Cu	33,25
Zn	0,45
Fe	30,46
S	34,72
SiO_2	0,38
Al_2O_3	0,09
CaO	0,05
MgO	0,31
Mn	0,02
Сумма	99,79

* Химические анализы относятся к исследованным образцам отобранных минералов.

Арсенопирит

Кристаллы арсенопирита короткопризматические и иногда в длину достигают 1,0 см. В шлифе арсенопирит белый, анизотропен (при скрещенных николях меняет окраску от буроватой до зеленовато-серой), от действия HNO_3 ирризирует, а от паров HNO_3 темнеет.

Арсенопирит дает идиоморфные вростки в кварце и цементируется им (табл. XII, 29), а в ассоциации с пиритом имеет ксеноморфный характер, заметно корродирует пирит или содержит корродированные зерна пирита. Арсенопирит сильно разъедается кварцем и сфалеритом.

Золото

Обычно золото связано с пиритом и арсенопиритом и редко встречается в свободном состоянии, образуя пластинчатую, листоватую и дендритовую форму выделений. Оно образуется, повидимому, одновременно с пиритом в начальные этапы минералообразования.

Киноварь

О нахождении киновари упоминается в работе Я. В. Самойлова.

Киноварь находится совместно с эмболитом и амальгамой в виде примазок, тонких прожилков и реже — в виде гнезд в окисленных штуфах.

По описанию Я. В. Самойлова, в «некоторых образцах можно обнаружить на темном глинистом сланце, наряду с примазками накрита, прожилки анкерита, среди которого впутаны амальгама и отчасти самородное серебро и все это как бы посыпано землястою киноварью, в которой включены чрезвычайно мелкие капельки самородной ртути» (Самойлов, 1906).

Борнит

Борнит, встреченный в шлифах, развивается за счет замещения халькопирита и сам замещается (?) халькопиритом более поздней генерации. В остальных участках он встречен в виде тончайших пленок в халькопирите и на периферии его зерен.

Герсдорфит и миллерит

Эти минералы встречены С. А. Юшко при минераграфическом исследовании руд. Повидимому, они принадлежат к продуктам более ранней кристаллизации.

Виллемит

Виллемит встречен в короткопризматических кристаллах в ассоциации со сфалеритом и смитсонитом. Идиоморфные кристаллы виллемита выросли на зерна сфалерита. Кристаллы виллемита имеют цвет от розовато-коричневатого до желтовато-буроватого. Минерал оптически одноосный, положительный, с показателями преломлений $N_o = 1,695$ и $N_e = 1,721$. Виллемит в жилах Нагольного кряжа не имеет широкого распространения.

Аргентит

Встречен в рудах в виде эмульсионной вкрапленности в галените. Об аргентите упоминается в отчете Украинской Академии наук за 1935 г.; позднее, в 1940 г., он описан геологом А. Г. Мухиным, которым при определении аргентита производилось травление зерен галенита путем неоднократного наложения на препарат капли HNO_3 . При первом наложении на общем сильно потемневшем фоне галенита вырисовываются игольчато-занозистые включения буланжерита, которые при вторичном наложении темнеют, сливаясь с общим фоном. После некоторого перерыва постепенно появляются веерообразно расположенные пучки аргентита.

Висмутин

Висмутин описан А. Г. Мухиным. Он встречается в двух-трех случаях среди нерудной части шлифа и в ассоциации с буланжеритом.

В шлифе висмутин имеет более темную окраску, чем буланжерит, и зеленоватый оттенок. Твердость низкая, анизотропен, плеохроирует, при воздействии КОН не изменяется, при травлении HNO_3 сильно темнеет; с CsCl дает кристаллики в форме ромбиков, лепестков и ножевых лезвий двойной хлористой соли висмута и цезия.

Рудные минералы зоны окисления

Лимонит

Лимонит является главным минералом зоны окисления. Он легко образуется по анкериту и сульфидам. Встречается в виде охр, натечных образований, пленок, налетов на жильных и боковых породах, очень часто дает решетчатые скелеты за счет изменения первичных минералов и псевдоморфозы по пириту.

Церуссит

Этот минерал редко встречается в чистом виде, чаще он загрязнен другими вторичными минералами.

Церуссит обычно имеет землистый вид или встречается в плотных разностях, реже — в кристаллических формах. Цвет церуссита серый, темносерый, желтоватый, твердость его около 3.

Образуется церуссит за счет галенита; замещение интенсивно протекает в краевых частях зерен галенита, реже он развивается по трещинам в галените. В результате описываемого замещения получают петельчатые и реликтовые структуры.

Смитсонит

Смитсонит образуется за счет замещения сфалерита. Последний в зоне окисления менее устойчив, чем галенит, и, повидимому, подвергается превращению раньше и интенсивнее. Смитсонит встречается реже, чем церуссит, что, очевидно, объясняется более легкой его растворимостью.

Смитсонит встречается в землистых, гроздевидных и корковых образованиях серо-белого и буровато-белого цвета. От примесей лимонита и других вторичных продуктов цвет меняется до буро-серого.

При замещении сфалерита смитсонитом образуется петельчатая структура.

Малахит и азурит

Малахит и азурит встречаются обычно совместно, причем малахит более распространен, чем азурит. Оба минерала образуются за счет превращения халькопирита, бурнонита и тетраэдрита и дают на минералах налеты, пленки, прожилки, непрацильные скопления.

Малахит и азурит развиваются по краям зерен медьсодержащих гипогенных минералов и по трещинкам в них, образуя петельчатые и зональные структуры замещения.

Халькозин

Халькозин замещает борнит и халькопирит, развиваясь по периферии зерен этих минералов или прорезая их в виде прожилков. В шлифе халькозин светлоголубоватого цвета, имеет трещины в двух взаимно перпендикулярных направлениях, содержит отдельные включения борнита, от HNO_3 темнеет и вскипает.

Макроскопически халькозин черный, с блестящим раковистым изломом.

Ковеллин

Ковеллин встречается чаще, чем халькозин. Он дает прожилки в сфалерите и замещает халькопирит.

Массикот

Массикот имеет красновато-желтый цвет и встречается в виде охристых налетов в непосредственной близости от зерен галенита. В шлифах обнаруживается по желтым внутренним рефлексам.

Сурьмяные охры

Сурьмяные охры образуются по буланжериту. Нередко веерообразные выделения буланжерита целиком превращены в светложелтые вторичные сурьмяные минералы. Чаще же последние встречаются в виде плотных или землистых скоплений различного оттенка желтого цвета. Среди вторичных сурьмяных минералов определены валентинит, биндгеймит, стибиконит.

Пиролозит и псиломелан

По определению Я. В. Самойлова, окись марганца представлена пиролозитом и псиломеланом. Эти минералы образуют дендриты на плоскостях кристаллов и по трещинам или встречаются в натечных скоплениях черного цвета.

Скородит появляется в связи с окислением арсенопирита.

Англезит описан Я. В. Самойловым в поверхностных выходах кварцевых жил. Кристаллики англезита очень мелкие, имеют призматический габитус.

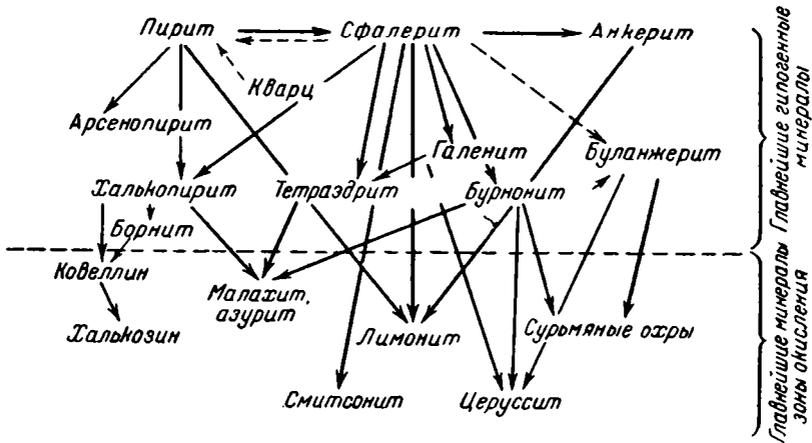
Железный купорос встречен Я. В. Самойловым. Он приурочен преимущественно к небольшим трещинам в мелкозернистых желваках серного колчедана.

Кроме упомянутых минералов, Я. В. Самойловым в жилах встречены: каламин, куприт, хризоколла, турьит, эмболит, серебро, ртуть и амальгама. Е. Е. Захаровым указывается на наличие литиевой слюдки в альбандах жил, а А. Л. Додинным отмечены фрейбергит и леллинит, выделяющиеся в рудах позже халькопирита и тетраэдрита.

Из приведенной характеристики видно, что для одних минералов, как, например, пирита и анкерита, характерен очень длительный период отложения, охватывающий все этапы минералообразования; для других минералов, например, арсенопирита, период выделения представляется относительно кратковременным.

В первые стадии минералообразования выделяются арсенопирит, пирит ранней генерации и серый кварц. После этих минералов отлагается сфалерит. Тетраэдрит и бурнонит образуются позже сфалерита, но раньше галенита или одновременно с ним. Халькопирит выделяется позже сфалерита, но раньше тетраэдрита; эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите образуется одновременно с отложением последнего. Буланжерит образуется на последнем этапе минерализации вместе с горным хрусталем и щетками анкерита. Такие минералы, как апатит, литиевая слюдка, герсдорфит и миллерит, вероятно, образуются в наиболее ранние стадии минералообразования. Пирит, кварц и анкерит образуются в течение всего процесса. Следует еще раз подчеркнуть, что в жилах Нагольного кряжа широко развиты процессы замещения ранее выпав-

ших минералов позднейшими. Наиболее характерные и распространенные замещения схематически представлены на фиг. 10.



Фиг. 10. Схема замещений минералов в жилах Нагольного кряжа. Стрелки направлены от замещаемого минерала к замещающему.

Последовательность образования минералов показана на фиг. 11.

5. ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Среди рудных образований Нагольного кряжа наиболее широко развиты жилы массивного и брекчиевидного сложения; реже встречаются жилы ленточной или друзовой текстуры. В окисленной зоне руды имеют пористое или землястое сложение. Рудные вкрапления в сланцах характеризуются неравномерным участковым распределением рудных минералов и имеют «лоскутную» текстуру.

Крупные кристаллы сфалерита, галенита или других минералов развиты как в призальбандовых, так и в средних частях жил, обладающих массивной текстурой. Участки крупнозернистого строения могут сменяться участками мелкозернистыми, рудные — безрудными. Такой тип текстур широко распространен в рудах главных месторождений Нагольного кряжа и он одинаково характерен как для сульфидных жил, так и для кварцевых или кварцево-анкеритовых жил (табл. XIII, 30 и 31).

В брекчиевидных жилах обломки глинистых сланцев, песчаников и переходных их разновидностей сцементированы рудными и нерудными минералами. Обычно жилы подобного сложения бывают приурочены к до-рудным сбросовым трещинам, выполненным до рудообразования обломками боковых пород. Состав обломков в рудных брекчиях соответствует характеру вмещающих пород. Форма и размер обломков самые разнообразные, равно как количество и распределение их в жиле (табл. XIII, 32 и 33). Следует отметить, что в кварцевых жилах брекчиевидные обломки вмещающих пород находятся как бы во «взвешенном» состоянии или «плавают» в кварце. Обломки сланцев и известняков, реже песчаников, бывают иногда частично окварцованы, перекристаллизованы и хлоритизированы. Зеленоватый хлорит развивается в краевых частях обломков сланцев, нарастая на них в виде сплошной тонкой корочки, в которой его листочки ориентированы нормально к поверхности обломков.

Жилы ленточного или поясного сложения характеризуются по-слойным расположением в жиле различных минералов. Обычно в жилах

развита простая полосчатость, реже симметричная и отсутствует крустификационная полосчатость.

Галенит нередко выполняет осевую полость жилы, а сфалерит развивается ближе к контакту. Многие рудные жилы сложены чередующимися лентами сфалерита и буланжерита, причем буланжерит одинаково часто встречается как в призальбан-довых участках, так и в осевой части жилы. Полосчатость в жи-лах нередко обусловлена кон-центрацией сульфидов в при-контактных частях жилы, а нерудных минералов — в сере-дине жилы (табл. XIII и XIV, 34—38). В кварц-анкеритовых жилах анкерит часто встречается совместно с кварцем только в боках жилы, средняя же часть жилы выполнена кварцем, в котором обильно развиты мел-кие жеоды со щетками горного хрусталя. В кварцевых жилах их контакты очень часто вы-полнены белым массивным квар-цем, а средняя часть жилы — шестоватыми кристаллами квар-ца, дающими типично друзовые текстуры, столь характерные для безрудных кварцевых жил Нагольного края (табл. XIV, 39).

Минералы	Фазы минерализации			Гипер-венная фаза
	Н ~300°	I	К ~100°	
Апатит.....				
Ци-слюджа.....				
Лурит.....				
Арсенопирит.....				
Герсдорфит.....				
Миллерит.....				
Золото.....				
Кварц.....				
Анкерит.....				
Сфалерит.....				
Салькопирит.....				
Хлорит.....				
α-хлоритит.....				
Пирофиллит.....				
Силемит.....				
Тетраэдрит.....				
Бурнонит.....				
Виллемит.....				
Кальцит.....				
Буланжерит.....				
Аргентит.....				
Барит.....				
Фрейбергит.....				
Желцинит.....				
Кинобар.....				
Куприт.....				
Арденит.....				
Нарказит.....				
Висмутин.....				
Накрит.....				
Лимонит.....				
Черуссит.....				
Смитсонит.....				
Малахит.....				
Азурит.....				
Валентинит.....				
Виндгеймит.....				
Стибиконит.....				
Салькозин.....				
Кобеллин.....				
Массикот.....				
Пирролизит.....				
Психомелан.....				
Скородит.....				
Англезит.....				
Меланконит.....				
Каламин.....				
Тризомалла.....				
Железн. купорос.....				
Уроболит.....				
Серебро.....				
Антимон.....				
Амальган.....				
Типоморфные минералы	Арсено-пирит, апатит			
Типоморфные элементы	S, As, Au, Si (Ca)			
Изменение вмещающего пород	Лигнитизация, пирофилли-зация, каолинизация			

Фиг. 11. Последовательность образования минералов в гидротермальных месторож-дениях Нагольного края.

жонен из него минералов и многократным приоткрыванием трещины (табл. XIV, 38).

Близ поверхности сульфидные и кварц-анкеритовые жилы, в резуль-тате окисления или выщелачивания сульфидов и анкерита, приобретают землистое или пористое сложение. Сфалерит и анкерит в жилах представ-лены обычно в довольно крупных кристаллах, поэтому после полного

Описанные текстурные раз-новидности жил обычно наблю-даются в различных участках одной и той же жилы. Исклю-чения из этого правила единич-ны. Пока наблюдалась одна такая жила, которая на всем своем вскрытом протяжении по падению и по простиранию имеет резко выраженное полосчатое строение. Полосчатость в этой жиле обусловлена чередованием тонких лент различного по ок-раске и зернистости кварца с не менее тонкими лентами сфале-рита и галенита. Этих лент насчитывается 12—13, что яв-ляется безусловным доказатель-ством ритмичного поступления растворов с постепенным отло-жением из него минералов и многократным приоткрыванием трещины

выщелачивания этих минералов, наблюдаемого достаточно редко, пустоты имеют сравнительно большие размеры. В этом случае жилы приобретают так называемую ящичную текстуру.

Особый текстурный тип представляет вкрапленно-прожилковое оруденение, связанное с зонами смятия. В этих зонах сланцы с вкрапленностью сульфидов имеют очень различный рисунок. Обычно рудные участки имеют форму неправильных «лоскутных» выделений или невыдержанных прожилков различной величины. В первом случае образуется «лоскутная» текстура руд, а во втором — неправильно-прожилковая текстура.

Структуры руд Нагольного кряжа можно разделить на первичные, образованные при гипогенных процессах, и вторичные — образованные при гипергенных процессах. Среди первичных структур можно различать: зернистую, полосчатую, субграфическую, эмульсионную и коррозионную; а из вторичных структур — решетчатую, скелетную, петельчатую и реликтовую.

Зернистая структура очень характерна для кварцевых и кварцево-анкеритовых жил. Встречается часто и в мономинеральных участках сульфидных жил. Нередко отдельные участки жилы или отдельные прожилки состоят из тесно примыкающих друг к другу зерен сфалерита или галенита, причем зерна сфалерита обычно имеют довольно неправильные и неясные ограничения, галенит же представляет собой агрегат довольно правильных изометричных кристаллических зерен.

По размеру зерен можно различать структуры грубозернистую, крупнозернистую и мелкозернистую. Размер минералов в грубозернистой структуре измеряется сантиметрами, а в мелкозернистой — миллиметрами; переходной разностью между ними является крупнозернистая структура. Но обычно жилы состоят из минералов различного размера и, как правило, имеют неравномернозернистое строение. Иногда сростания сфалерита, галенита и кварца образуют типичную порфировую структуру, в которой порфировыми выделениями являются зерна сфалерита, в десятки раз превышающие по размеру зерна других минералов.

Полосчатая структура. Чередующиеся в рудах полосы состоят из зерен сфалерита, галенита и буланжерита, или из кварца и рудных полосок, в которых мелкие зерна и кристаллы сфалерита и галенита сцементированы более темным кварцем. Отдельные полоски имеют довольно равномернозернистую структуру, полоски буланжерита состоят из параллельно вытянутых игольчатых кристаллов этого минерала. Границы между отдельными полосками отчетливые.

Субграфическая структура наблюдается в сростаниях сфалерита с галенитом, галенита с тетраэдритом или бурнонитом, галенита с кварцем, буланжерита с анкеритом, сфалерита с бурнонитом и тетраэдрита с бурнонитом.

Эмульсионная структура характерна для халькопирита и сфалерита. Обычно крупные зерна сфалерита содержат большое количество мелких точечных вкраплений халькопирита, которые располагаются преимущественно вдоль направлений спайности сфалерита. Характерно, что эмульсионная вкрапленность халькопирита наблюдается главным образом в темных железистых разностях сфалерита. Эмульсионные структуры являются результатом распада смеси в гипогенных условиях.

Коррозионная структура довольно обычна для руд Нагольного кряжа. Наиболее часто разъедаются и замещаются пирит сфалеритом, сфалерит галенитом, тетраэдрит бурнонитом и галенит бурнонитом. Это разъедание и замещение ранее выпавших минералов протекают в гипогенных условиях и проявляются различно. Наиболее заметно изменяются сфалерит и ранняя разновидность пирита, менее заметно

изменяются другие минералы. В одних случаях минералы сильно корродированы и от них остались редкие реликты или скелеты, что привело к образованию реликтовых или скелетных структур. В других же случаях минералы лишь слегка затронуты процессами разведания и замещения.

Изменение сульфидов в зоне окисления протекает также различно. Особенно малоустойчивыми в зоне окисления являются сфалерит, пирит, анкерит, бурнонит и халькопирит. Сфалерит почти нацело выщелачивается или замещается вдоль плоскостей спайности смитсонитом и лимонитом, что приводит к образованию решетчатых структур. Галенит замещается церусситом обычно в направлении от периферии к центру зерна, в результате чего образуются вторичные реликтовые структуры. Халькопирит и бурнонит замещаются малахитом и азуристом по трещиноватости с образованием скелетных и петельчатых структур.

6. ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Жилы находятся преимущественно в глинистых сланцах, песчаниках и очень редко в карбонатных породах. В последних жилы имеют всегда характер секущих, так как известняки и мергели не обладают способностью давать полости расслаивания при процессах складкообразования.

Все жилы, залегающие в сланцах, имеют очень неровный контакт с вмещающими породами, дают большое количество ответвлений в боковые породы, иногда образуют целую сеть прожилков штокверкового характера. Изменение сланцев в контактах с жилами выражено очень слабо; наблюдается незначительное развитие в них хлорита, пирофиллита и каолина.

В результате каолинизации и хлоритизации сланцы нередко приобретают осветленный характер.

Мощность измененных сланцев редко достигает десятков сантиметров, обычно они образуют очень узкую оторочку около жил.

На контакте жил с песчаниками и песчано-глинистыми сланцами развивается каолин, дающий по зальбанду белую глинистую примазку.

В связи с образованием жил иногда отчетливо проявляется частичная перекристаллизация породообразующих минералов.

В одном случае на контакте с жилой встречена зона осветленных пород мощностью свыше одного метра.

В известняках и мергелях на контакте с рудными жилами более интенсивно проявлены процессы гидротермального метасоматоза. Это объясняется тем, что известняки и мергели, как более хрупкие породы, дают в тектонически напряженных участках более густую сеть трещин и сильнее брекчиированы. Кроме того, они более активно реагируют с циркулирующими в них рудными растворами с образованием вкрапленников сульфидов: сфалерита, галенита и пирита.

В зависимости от литологического состава пород, в контакте с рудными жилами проявляются: 1) каолинизация, 2) хлоритизация и пирофиллитизация, 3) окварцевание и 4) рудный метасоматоз. Масштаб этих процессов крайне ничтожен, и мощные зоны интенсивно измененных вмещающих пород вблизи жил в Нагольном кряже не встречаются.

7. ГЛАВНЕЙШИЕ СТАДИИ РУДНОГО ПРОЦЕССА

В Нагольном кряже устанавливается различный возраст жильных образований. Сказанное доказывается следующими наблюдениями.

В одном из районов можно наблюдать, что кварцево-анкеритовая жила, залегающая согласно с простиранием вмещающих пород, но имею-

щая падение в обратную сторону, пересекает глинистые сланцы и пачку согласно залегающих в них перемятых сланцев, в которой встречаются рудные прожилки.

На другом участке кварцево-анкеритовая жила, приуроченная к крупному меридиональному нарушению, пересекает продольные зоны смятия вместе с жилами в них.

Одна из жил, выполняющая сбросовую трещину широтного простирания и представленная кварцем молочнобелого цвета, пересекает и несколько смещает другие кварцево-анкеритовые жилы.

Ленточное сложение многих жил с наличием резких границ между отдельными лентами есть результат многостадийности процесса.

Приведенные факты представляются достаточными, чтобы сделать вполне определенный вывод о том, что процесс оруденения в Нагольном кряже протекал в несколько этапов. Наиболее ранние из них являются металлоносными, а наиболее поздние этапы минерализации — преимущественно кварцевыми безрудными.

Можно наметить следующие возрастные группы жил:

1) Жилы, приуроченные к продольным зонам смятия. По характеру минерализации они являются сульфидными, кварцево-анкеритовыми и реже кварцевыми. По возрасту они наиболее ранние.

2) Жилы, приуроченные к сбросам поперечным, диагональным и продольным к складчатости. По характеру минерализации они преимущественно кварцево-анкеритовые.

3) Жилы, приуроченные к трещинам разрыва в куполообразных складках. По характеру минерализации это кварцевые жилы. Среди них иногда можно выделить жилы более ранние и более поздние по возрасту.

Наиболее сложными по минералогическому составу являются жилы первой группы, формирование которых протекало в несколько стадий.

В отдельных рудных штуфах часто можно наблюдать, что рудная жила, преимущественно состоящая из сфалерита и галенита, разбивается поперечными многочисленными трещинками, заполненными кварцем, иногда со штками горного хрусталя, либо кварцем с зернами пирита и халькопирита, либо серым кварцем, как бы «растекающимся» по системе трещин от середины жилы к ее зальбандам. Эти поперечные кварцевые жилки с пиритом и халькопиритом нередко рассекают не только жильное тело, но и выходят во вмещающие сланцы. Рассматриваемые кварцевые жилки и более ранние сульфидные выделения разбиты мелкими продольными трещинками, заполненными кварцем, содержащим галенит и меньше халькопирит. Таким образом, резко выделяются три последовательных этапа в образовании рудных жил:

- 1) существенно сфалеритовый;
- 2) существенно кварцево-анкеритовый, с пиритом и халькопиритом;
- 3) существенно галенитовый.

Можно, кроме того, выделить еще бурнонито-буланжеритовый этап минерализации.

Отдельные этапы оруденения, иногда пространственно разобщаясь, приводили к образованию самостоятельных типов жил. Но чаще продукты отдельных этапов минерализации накладывались друг на друга, что приводило к образованию жил со сложным минералогическим составом.

8. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросы о магматическом источнике металлоносных растворов в Нагольном кряже, возрасте оруденения, характере циркулирующих растворов и глубине, на которой происходило формирование жильных образований, до проведения исследований 1938—1940 гг., решались в отрыве

от вопросов региональной геологии Донецкого бассейна и без учета разновозрастности рассматриваемых жильных проявлений, что зачастую приводило к неверным выводам.

Изверженные породы в Донецком бассейне развиты исключительно слабо. Они представлены дайками плагиопорфиров и различных пород группы лампрофиров. За последнее время установлено, что плагиопорфиры являются более ранними образованиями, а лампрофировые жилы — более поздними. Однако и те и другие разновидности изверженных пород являются послерудными образованиями и генетически увязывать с ними оруденение Нагольного кряжа, как это делают некоторые авторы (П. Г. Белик), нет оснований, тем более, что указанные изверженные породы и жильные образования Нагольного кряжа и пространственно значительно разобщены: дайки изверженных пород находятся главным образом в полосе интенсивных дизъюнктивных нарушений киммерийской фазы складчатости, а рудные и кварцевые жилы Нагольного кряжа приурочены к Главному антиклиналу и удалены от первых на десятки километров. В Нагольном кряже выходы изверженных пород, с которыми можно было бы генетически увязывать рудные проявления этой области, неизвестны.

О характере рудоносных интрузий Нагольного кряжа, о форме и глубине залегания интрузива имеются самые разноречивые гипотезы.

Все разновидности жильных образований Нагольного кряжа, независимо от возрастных соотношений жил, расположены в одной вытянутой полосе. Этим доказывається, что все разновозрастные разновидности жил связаны, во-первых, с одним и тем же магматическим очагом, а во-вторых, интрузивное тело, давшее металлонесные растворы и не вскрытое эрозионным срезом, имеет, по видимому, форму, вытянутую в направлении Главного антиклинала, в стороны от которого гидротермальная деятельность затухает. Исходя из вполне вероятного предположения, что осадочные отложения карбона подстилаются кристаллическим докембрийским комплексом и девонскими отложениями, образующими ложе геосинклинальной Донецкой области, не менее вероятными представляются удлиненная форма рудоносного интрузива и приуроченность его к разлому геосинклинального кристаллического ложа и Главному донецкому антиклиналу. Отдельные выступы этого интрузива могут подходить наиболее близко к поверхности современного эрозионного среза.

Вопрос о глубине залегания рудоносного интрузива и характере изверженных пород постоянно интересовал всех исследователей.

Некоторые исследователи (В. С. Шехунов, А. Л. Додин) считают, что метаморфизм углей района, прилегающего к Нагольному кряжу (полоса антрацитов), в значительной мере обусловлен влиянием интрузий, расположенных на небольшой глубине в Главном антиклинале. Но эти выводы, как показали последние исследования, являются также неправильными: «В углях Донбасса, — пишет Е. О. Погребницкий, — контактового метаморфизма мы совершенно не наблюдаем. Наблюдавшиеся в Шахтинском районе в пластах антрацитов жилы основных пород (керсантитов) влияют на вещество угля на весьма ничтожном расстоянии, исчисляемом миллиметрами».

Крупных интрузивных тел в угленосной толще Донбасса неизвестно. Геофизические данные по центральной части бассейна также дают основание полагать, что в глубинных зонах каменноугольных отложений Донбасса значительные интрузивные тела отсутствуют.

Впрочем, имеются бездоказательные предположения (П. Г. Белик), что в районе Есауловки — Ново-Павловки интрузив залегает от дневной поверхности на глубине всего 1,0—1,5 км. Это якобы подтверждается выходами изверженных даек в бассейне р. Глухой, по мнению автора,

являющихся апофизами глубинного интрузива. Такое предположение мало вероятно.

По мнению Д. Н. Соболева, основные очаги интрузивной и эффузивной деятельности находятся на глубинах не ближе 5—6 км.

Таким образом, интрузивные породы, с которыми генетически можно было бы связывать рудные месторождения Нагольного кряжа, залегают скорее всего на значительных глубинах, и металлоносные растворы, поднимаясь от материнского очага в вышележащие горизонты, преодолели значительный путь по системе многочисленных тонких каналов, проходящих в осадочной палеозойской толще. Металлоносные растворы поднимались из глубоко расположенных очагов по многочисленным мелким трещинам и зонам смятия, а не по крупным разломам земной коры, которые во время образования жил в Нагольном кряже отсутствовали.

Парагенетическая ассоциация элементов в жильных месторождениях Нагольного кряжа указывает на кислый характер родоначальной магмы. Главными элементами в кварцевых жилах являются Si и O; в кварцево-карбонатных жилах Si, Ca, Mg, C и O; в сульфидных Si, Ca, Mg, S, O, Zn, Pb, Fe, S. Перечисленные элементы наиболее присущи кислым интрузиям.

О кислом характере глубинного металлоносного интрузива также свидетельствуют плагиопорфиры районов пос. Болдырева и с. Табунщикова и щелочные породы верхнегерцинского возраста, широко развитые на юге — в районе Мариупольской кристаллической полосы, где они представлены различными гранитами и сиенитами.

Следует отметить, что в вопросе о возрасте месторождений Нагольного кряжа существуют большие разногласия. Одни исследователи считают возраст месторождений Нагольного кряжа верхнегерцинским (И. И. Танатар, В. И. Жихарев, Е. Е. Захаров), другие — третичным (К. Н. Вифанский, А. Л. Додин, А. П. Ослоповский и Г. Д. Овчинников). Однако никто из сторонников не приводит убедительных фактов ни в пользу первого, ни в пользу второго взгляда. Нами жильные образования Нагольного кряжа относятся к пфальцскому времени.

Как сообщалось выше, плагиопорфиры района пос. Болдырева, как и другие жилы изверженных пород, связаны с полосой доларамийских тектонических нарушений, проходящей в широтном направлении через Успенку, Белояровку и Амвросиевку. Эти породы прорывают отложения свиты S_2^2 вместе с кварцевыми жилами, залегающими в сланцах. Сами плагиопорфиры разбиты меридиональными трещинами и смещены по ним, причем последние рассекают также и кварцевые жилы (гора Верблюжья, к востоку от пос. Болдырева). Эти послерудные трещины являются самыми молодыми нарушениями в районе, захватывающими и меловые отложения. Изверженные породы района по возрасту — домеловые. Жильные месторождения Нагольного кряжа, связанные с нарушениями, образованными во время складчатости, старше изверженных пород района.

Формирование жил в районе проходило в различные периоды, разделенные достаточно большими промежутками времени. Отчетливо замечаются три периода возобновления гидротермальной деятельности, которым предшествовали и сопутствовали тектонические нарушения. Жильные проявления, связанные с продольными нарушениями, являются наиболее ранними и более металлоносными. Кварцевые жилы, связанные с трещинами разрыва в куполах, образовались на последнем этапе гидротермальной деятельности. Промежуточное положение занимают кварцево-анкеритовые жилы, приуроченные к сбросам диагонального и поперечного направления. По характеру минерализации они являются переходным звеном от сульфидных жил к жилам кварцевым. Такова эволюция состава растворов от более металлоносных, характерных для более ранних жил,

к безрудным кварцевым, характерным для более поздних жил. В образовании каждого типа жил можно выделить еще отдельные этапы и подэтапы минерализации.

Гидротермальная деятельность в районе начинается после формирования складчатой структуры. Начало минерализации в зонах нарушений, повидимому, было близко к моменту самого образования нарушений, но процесс рудоотложения был весьма длительным и протекал параллельно с образованием жильных полостей, имевшим характер повторного открытия ранее заложённых трещин. Последние представлены зонами продольных смятий в антиклиналях, либо поперечными трещинами отдельности в куполах. Повторное открытие трещин приводило к образованию жил с характерными сложными ленточными текстурами. В отдельных жилах устанавливается до 13—15 резко ограниченных лент, свидетельствующих о многоэтапности процесса открытия трещин и циркуляции рудоносных растворов. Обычно на более ранние сфалерито-галенитовые образования накладываются более поздние буланжеритовые выделения. Любопытно отметить, что в жилах куполообразных складок, в основном выполненных кварцем, вместо ленточных текстур широко развиваются шестовато-друзовые, что дает право сделать заключение о более значительных раскрытиях этих трещин с образованием открытых полостей.

Металлоносные растворы по своему характеру были сложными.

Эти весьма сложные металлоносные растворы циркулировали по мелким трещинам, проходящим главным образом в глинистых сланцах, меньше в песчаниках и редко в известняках, встречающихся здесь в виде единичных тонких прослоев. Вмещающая среда в зависимости от механических свойств и химического состава была в общем мало благоприятна для образования настоящих классических рудных жил или рудных залежей. В условиях относительно пластичных глинистых сланцев вряд ли было возможно существование значительных открытых каналов. Почти полностью отсутствуют метасоматические явления между металлоносными растворами и вмещающими их сланцами. Этим в значительной мере можно объяснить слабые изменения пород околожилных образований Нагольного кряжа. Эти изменения заключаются в слабом окварцевании контактов, каолинизации, пиррофиллитизации и пиритизации. Очень часто вмещающие породы вблизи жил не изменяются вовсе.

Металлоносные растворы, в отличие от чисто кремнекислых, обладали способностью проникать в тончайшие трещины отдельностей сланцев с образованием в них миллиметровых и более тонких прожилков. Эта особенность металлоносных растворов может быть объяснена высоким содержанием в них легкоподвижных компонентов.

Совокупность минералов в жилах дает основание полагать, что начальная температура металлоносных растворов была близка к 300°, а процесс рудоотложения закончился при температуре около 100°, что отвечает типу месторождений средних температур. В одних жилах преобладает комплекс минералов более низкотемпературный, в других более высокотемпературный, хотя начальные растворы по химическому составу могли быть очень близкими.

Верхняя температурная граница, близкая к 300°, устанавливается на том основании, что в некоторых жилах довольно широко развит арсенопирит, а цинковая обманка (марматит) имеет высокое содержание железа. Оба указанных минерала, по мнению многих исследователей, характерны для более высокотемпературных зон.

Колломорфная структура сфалерита, изредка встречающаяся в рудах Нагольного кряжа, удлиненно-призматические (игольчатые) кристаллы горного хрусталя, ассоциирующие с буланжеритом, гроздевидные образования кальцита на кристаллах других минералов и скопления мельчай-

ших зернышек пирита и марказита в пустотах жил характеризуют конечную стадию кристаллизации, протекающую при температуре порядка 100—150°.

Химический характер растворов менялся от менее кислого к более кислому. По И. И. Танатару это доказывается переходом пирита в марказит и фигурами травления на самых различных по химическому составу минералах. Как известно, в горячих растворах пирит оседает из слабokислых или нейтральных растворов, из очень кислых растворов образуется марказит. Последний хотя и редок в месторождениях Нагольного кряжа, но присутствует в большинстве жил. «Изменение в составе растворов было очень сильное, что доказывается фигурами травления на цинковой обманке и кварце, причем первая, по данным Я. В. Самойлова, травилась кислыми растворами, ибо травление цинковой обманки сопровождалось образованием накрита, а этот процесс требовал кислой реакции, так как сопровождался удалением щелочей из глинистых сланцев, вмещающих цинковую обманку, травление же кварца требовало щелочной реакции — действия углекислых щелочей. Надо заметить, что выделение накрита по времени является самым молодым образованием, ибо накрит покрывает налетом не только кварц второй генерации, но и псевдоморфозы кальцита по арагониту» (Танатар, 1934).

Осаждение минералов из растворов носило длительный характер, в результате чего могли возникнуть крупные кристаллы, а поступление растворов из глубины, судя по полосчатым текстурам в рудах, имело характер пульсации.

Ранее других минералов из растворов выделяются пирит и арсенопирит, за которыми следует главная стадия выделения кварца, после чего образуется сфалерит в виде крупных кристаллических зерен или агрегатных выделений. Несколько позже выделяется халькопирит, следом за которым образуются тетраэдрит и бурнонит; кристаллизация бурнонита несколько запаздывает относительно тетраэдрита и основная часть первого выделяется вместе с галенитом, с которым он преимущественно ассоциирует. Буланжерит выделяется позже всех других минералов. Анкерит, наряду с кварцем и пиритом, выделяется в течение всего процесса минералообразования, но в различных модификациях. Необходимо отметить, что ранее выпавшие минералы подвергаются коррозии и замещению другими минералами в гипогенных условиях. В результате вторичных процессов, протекающих в гипергенной зоне, происходят различные превращения и изменения первичных минералов, при этом образуются: серебро, ртуть, амальгама, эмболит, марказит, куприт, меланокрит, пиролюзит, турьит, бурый железняк, псиломелан, церуссит, малахит, азурит, кризоколла, гипс, железный купорос.

Несколько слов о глубине формирования жил Нагольного кряжа. Жилы Нагольного кряжа залегают в отложениях свит C_1^6 , C_2^1 , C_2^2 ; в свите C_2^3 они исключительно редки. Пермские отложения в районе рудных проявлений отсутствовали, поэтому глубина образования сульфидных жил, вскрытых в настоящее время эрозией, может быть определена с учетом следующих мощностей отдельных свит карбона (по Л. И. Лутугину и П. И. Степанову): $C_2^1 = 640$ м, $C_2^2 = 1100$ м, $C_2^3 = 1100$ м, $C_2^4 = 320$ м, $C_2^5 = 340$ м, $C_2^6 = 160$ м, $C_3^1 = 540$ м, $C_3^2 = 750$ м, $C_3^3 = 100$ м, а всего примерно 3500 м для рудных жил свиты C_2^2 и около 6000 м для жил, находящихся в свите C_1^6 . Такой порядок цифр для месторождений средней зоны вполне вероятен. В полном согласии с этим находятся и длительность процесса образования жил и большая подвижность металлоносных растворов Нагольного кряжа при формировании жил. Быть может, эта глубина была несколько меньшей в силу того, что Главный Донецкий

антиклинал, основные черты которого наметились уже в конце нижнего карбона, частично подвергался размыву в каменноугольное же время, что приводило к уменьшению мощностей отложений различных свит карбона.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Заложение геосинклинальной впадины Донецкого бассейна произошло в докаменноугольный период в толще докембрийских и девонских отложений, на которые каменноугольные морские осадки ложатся с явным угловым несогласием.

2. Тектоника Донецкого бассейна определяется герцинской складчатостью, более молодые тектонические фазы в районе проявлены менее резко.

3. Для Донецкого бассейна характерны вытянутые в широтном направлении более или менее простые складки, сложенные слабо метаморфизованными и литологически однообразными породами каменноугольной системы. В Донецком бассейне наиболее резко выделяется по масштабу антиклинальная складка, именуемая Главным антиклиналом. К последнему приурочены месторождения Нагольного кряжа.

4. Отличительной особенностью складчатой области Донецкого бассейна в сравнении с Кавказом, Уралом и другими горными областями является слабое проявление магматической деятельности. Оруденение в Нагольном кряже связано со скрытыми интрузиями, повидимому, кислых пород. Встречаемые кое-где южнее Нагольного кряжа и у с. Ново-Павловки тонкие жилы основных и кислых изверженных пород (камптониты, мончикиты, спессартиты, мальхиты и плагиопорфиры) относятся к домеловым, возможно послерудным образованиям.

5. Наименьшая глубина залегания интрузивных пород, с которыми генетически связаны рудные месторождения Нагольного кряжа, составляет, как это показали геофизические исследования, 2—3 км от современной поверхности.

6. Все жильные образования Нагольного кряжа, с которыми в той или иной степени связано оруденение, сконцентрированы в полосе, вытянутой вдоль Главного антиклинала. В большинстве случаев рудные проявления приурочены к осевой части Главного антиклинала и встречаются в каменноугольных отложениях свит C_1^5 , C_2^1 , C_2^2 и C_2^3 .

7. Чрезвычайно широкое развитие в породах района зон смятия, разлистования и дробления, сбросовых трещин, трещин разрыва в куполах и трещин скалывания обусловило рассеивание рудного материала по многочисленным каналам, по которым металлоносные растворы поднимались вверх от глубоко расположенных магматических очагов.

8. Формирование жил, вскрытых к настоящему времени эрозией, протекало на глубинах свыше 3—4 км.

9. Рудные месторождения Нагольного кряжа по форме относятся к жильному типу, а по характеру минерализации — к кварцевым, кварцево-анкеритовым и сульфидным жилам.

10. По условиям залегания можно выделить: а) жилы, связанные с продольными зонами смятия надвигового типа, б) жилы, связанные с трещинами разрыва в куполах, и в) жилы, связанные со сбросовыми трещинами. Продольные зоны смятия генетически тесно связаны с процессами формирования складчатой структуры Донбасса. Дорудные сбросовые трещины и трещины разрыва в куполах появляются несколько позже, чем продольные зоны смятия, и образуются в связи с воздыманием и поперечными перегибами Главного антиклинала.

11. По возрасту жильные образования Нагольного кряжа отвечают ифальдской фазе герцинского тектогенеза. В процессе минерализации резко различаются три различных периода возобновления гидротермальной деятельности. Жильные проявления, связанные с продольными нарушениями (зонами смятия надвигового типа), являются наиболее ранними и более металлоносными; кварцевые жилы, связанные с трещинами разрыва в брахиантиклинальных складках (куполах), образовались в самые последние этапы гидротермальной деятельности. Промежуточное положение занимают кварцево-анкеритовые жилы, приуроченные к сбросам диагональным и поперечным к направлению складчатости и по характеру минерализации являющиеся переходными от сульфидных жил к жилам кварцевым.

12. Минералогический состав сульфидных жил характеризуется большим списком минералов (свыше 30), причем присутствуют в большинстве оруденелых жил: кварц, анкерит, сфалерит, галенит и пирит, халькопирит, арсенопирит и тетраэдрит, бурнонит, буланжерит и джемсонит. Большинство жил Нагольного кряжа состоит только из кварца или из кварца и анкерита.

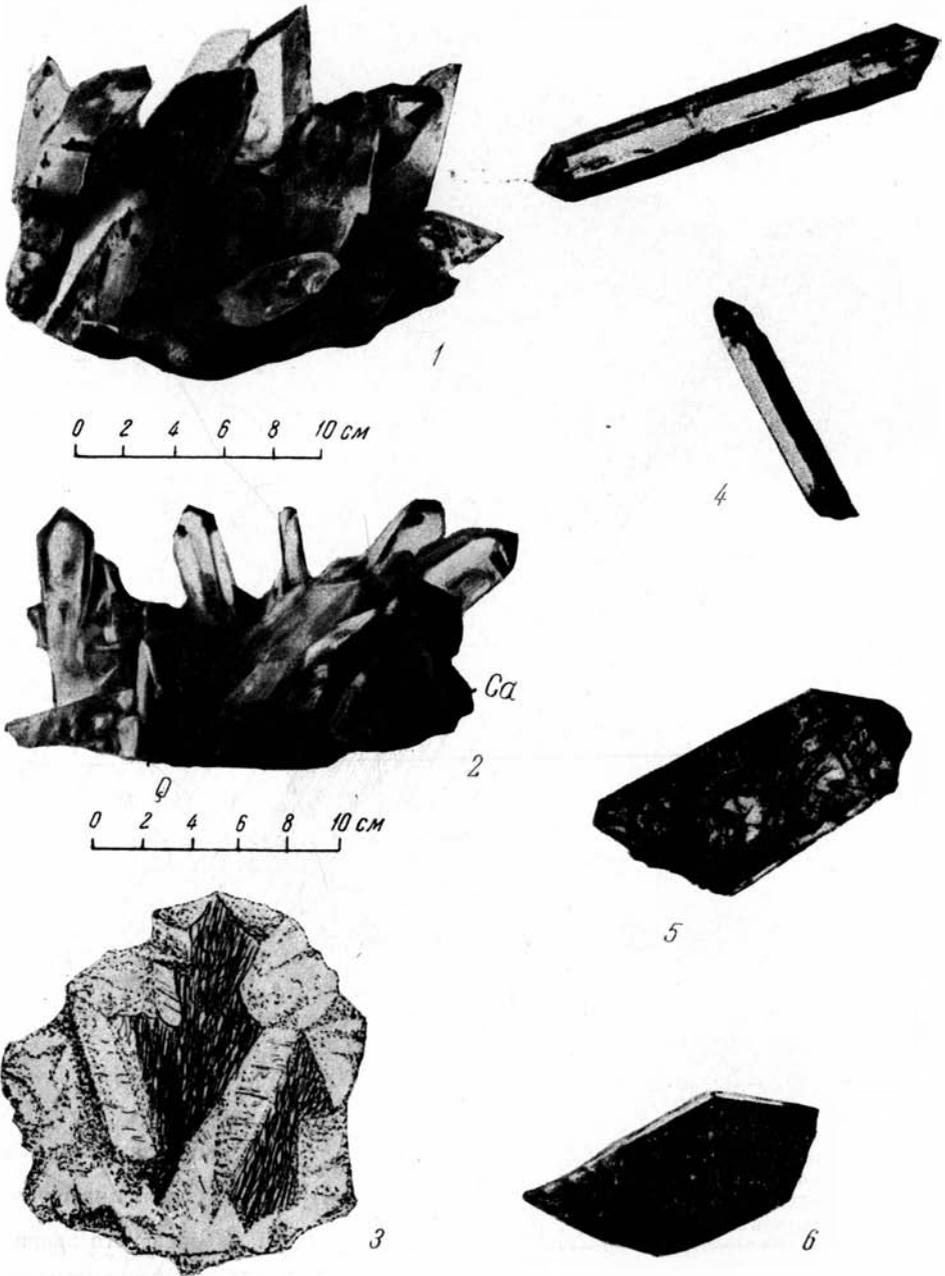
Парагенезис минералов дает основание относить месторождения Нагольного кряжа к мезотермальной группе, некоторые из них даже к верхам мезотермальной зоны.

13. Крупнозернистое строение жил указывает на длительность процесса формирования жил. Процесс формирования жил протекал параллельно с образованием жильных полостей, имевшим характер повторного открытия ранее заложенных трещин. Открытие трещин было периодичным и многократным, что приводило к образованию во многих жилах сложных ленточных структур.

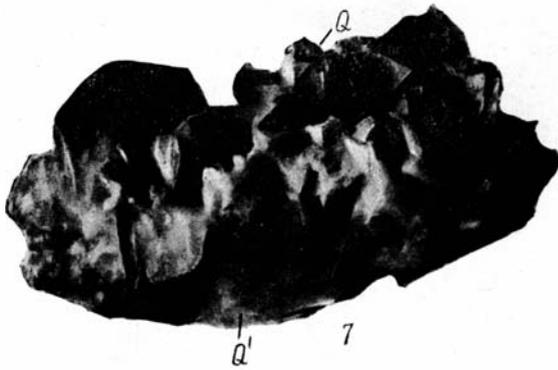
14. Жилы месторождений Нагольного кряжа имеют брекчиевидное, ленточное, массивное и шестовато-друзовое сложение. Структура руд зернистая, субграфическая, эмульсионная, коррозионная; окисленные руды имеют решетчатую, реликтовую, скелетную и петельчатую структуры; зона окисления развита до глубины 10—30 м.

15. Изменение вмещающих пород очень слабое и выражается в каолинизации, окварцевании, пиритизации, хлоритизации и пиррофиллитизации глинистых сланцев и песчаников. В большинстве случаев вмещающие породы на контакте с жилами совершенно не изменены.

16. Вмещающая среда в зависимости от своих механических свойств и химического состава «была в общем мало благоприятной для образования настоящих классических рудных жил или рудных залежей» (Д. И. Щербаков). В условиях относительно пластичных глинистых сланцев вряд ли было возможным существование значительных открытых каналов. Метасоматическое замещение рудами вмещающих сланцев отсутствует. Этим в значительной мере можно объяснить и слабое изменение пород близ жильных образований Нагольного кряжа.



1. Друза кристаллов кварца, прозрачного в хорошо выкристаллизованной головке кристалла и мутного к основанию
2. Друза горного хрусталя и пластинчатого анкерита (Ca). Анкерит нередко нарастает на кристаллы горного хрусталя. Основанием друзы является серый кварц (Q).
3. Игольчатый буланжерит между кристаллами кварца.
4. Кристаллы горного хрусталя с хорошо образованными головками на обоих концах. В кварце включен буланжерит (черные иглы).
5. Кристалл горного хрусталя, густо пронизанный темными иглами буланжерита.
6. Кристалл кварца, имеющий черную окраску вследствие обильного насыщения иглами буланжерита.



0 1 2 3 см



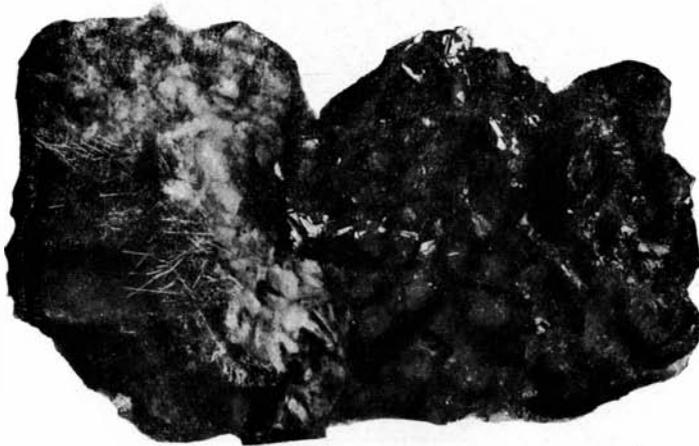
0 1 2 3 4 см

7. Щетки гребенчатого анкерита с кристаллами горного хрусталя (Q). Последние пронизывают анкерит. Основанием для пластин анкерита и кристаллов горного хрусталя является белый кварц (Q¹).
8. Кристалл молочнобелого кварца с нарощими на его гранях кристаллами коричневого сфалерита.
9. Кристаллы сфалерита зеленовато-желтого цвета (S1) в щетке прозрачного кварца



10

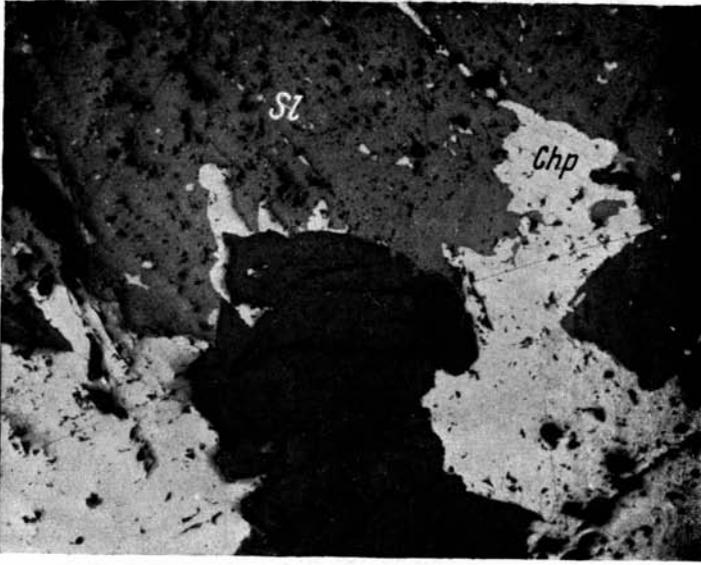
0 2 4 6 8 см



11

0 2 4 6 8 10 см

10. Буланжерит в друзе горного хрусталя и сфалерита. Длинноволокнистый буланжерит развивается в промежутках между кристаллами горного хрусталя.
11. Кристаллы темнокоричневого сфалерита и игольчатый буланжерит на щетках анкерита.

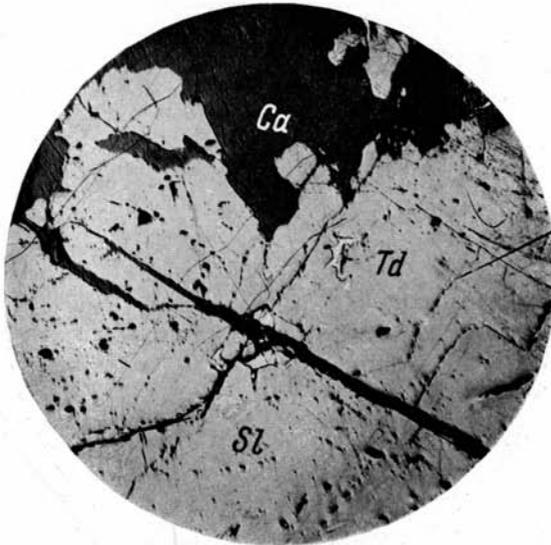


12

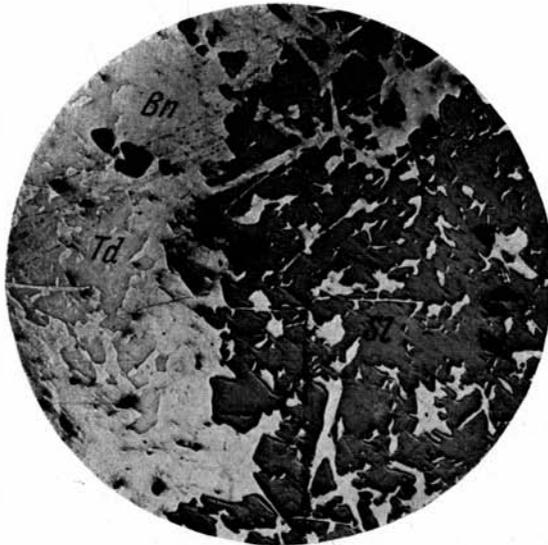


13

12. Халькопирит (Chp) и сфалерит (Sl) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Шлиф, увел. 45.
13. Колломорфный сфалерит на стыке зерен кристаллического сфалерита (Sl), галенита (Ga) и кварца (Q). Шлиф, увел. 45.



14

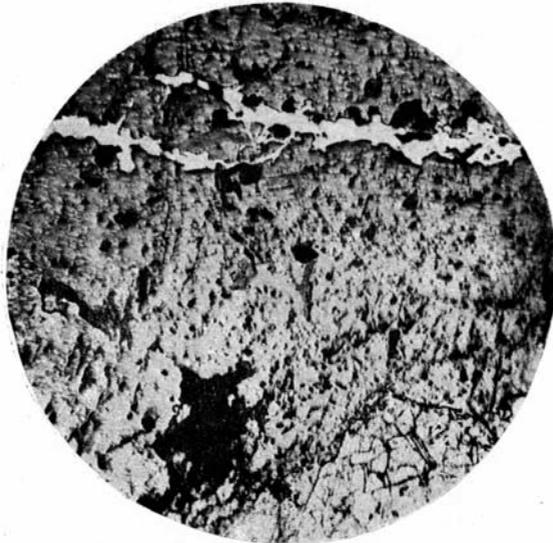


15

14. Соотношение сфалерита (Sl), тетраэдрита (Td) и анкерита (Ca).
15. Соотношение сфалерита (Sl), бурнонита (Bn) и тетраэдрита (Td).

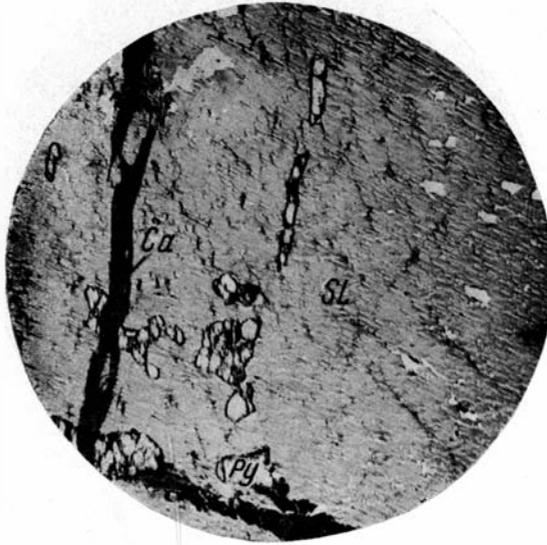


16

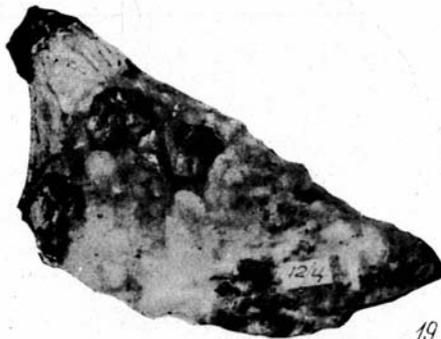


17

16. Выделения бурнонита (белый) в сфалерите (серый).
17. Прожилки галенита (белый) в сфалерите (серый). Шлиф, увел. 17.



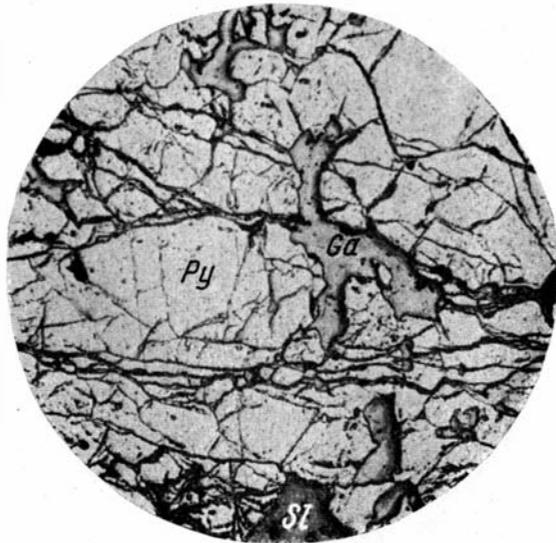
18



19

0 1 2 3 4 см

18. Остаточные зерна пирита (Py) в сфалерите (Sl). Сфалерит и пирит пересекаются прожилком анкерита (Ca). Шлиф, увел. 17.
 19. Кристаллы гематита в сетке кварца хрустеля.



20



21

20. Прожилки галенита (Ga) и зерна сфалерита (Sl) в пирите (Py). Шлиф, увел. 45
21. Соотношение галенита (Ga) и тетраэдрита (Td). Увел. 17.

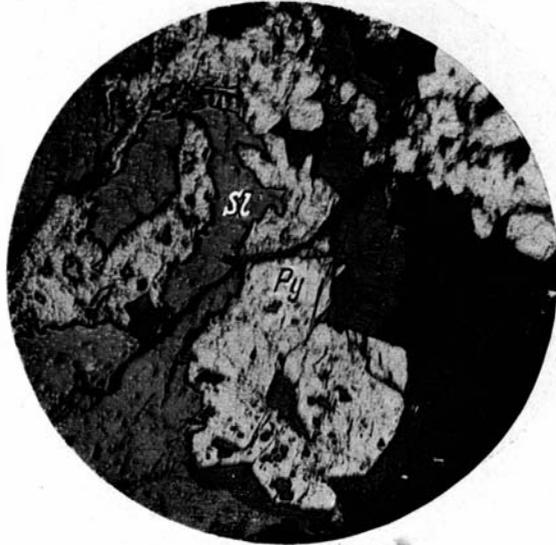


22



23

22. Прожилки пирита (светлое) ленточного строения; отдельные полосы различаются крупностью зерен; темное — кварц. Шлиф, увел. 4.
23. Цементация кварца (Q) пиритом (Py) и последующее образование по трещинкам лимонита (Li). Шлиф, увел. 17.

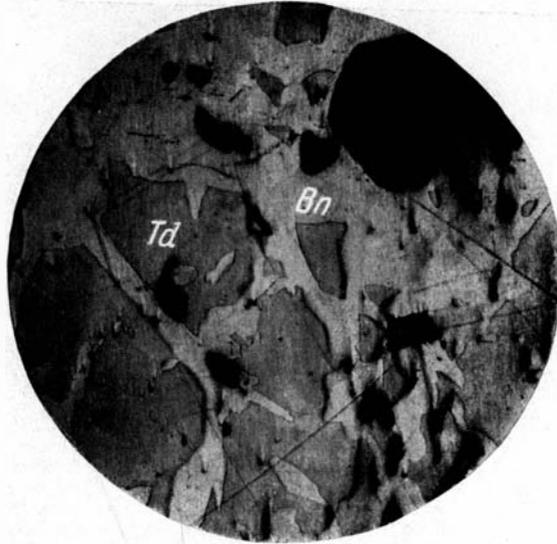


24

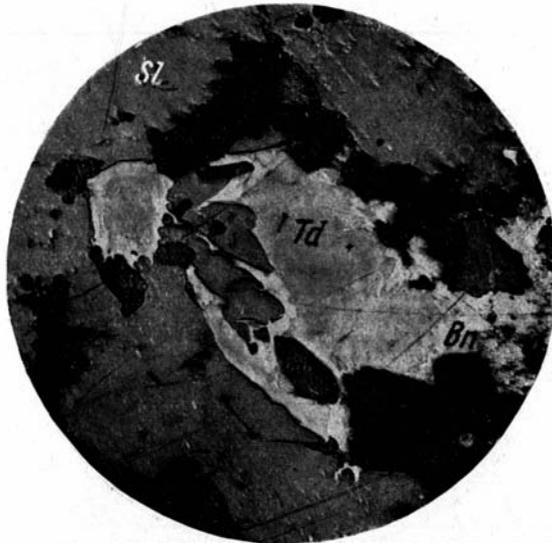


25

24. Скелетные формы разъедания пирита (Py) среди сфалерита (Sl). Шлиф, увел. 17. 25. Соотношение сфалерита (Sl), тетраэдрита (Td) и бурнонита (Bn). Бурнонит — темный, протравленный для большей четкости. Шлиф, увел. 17.

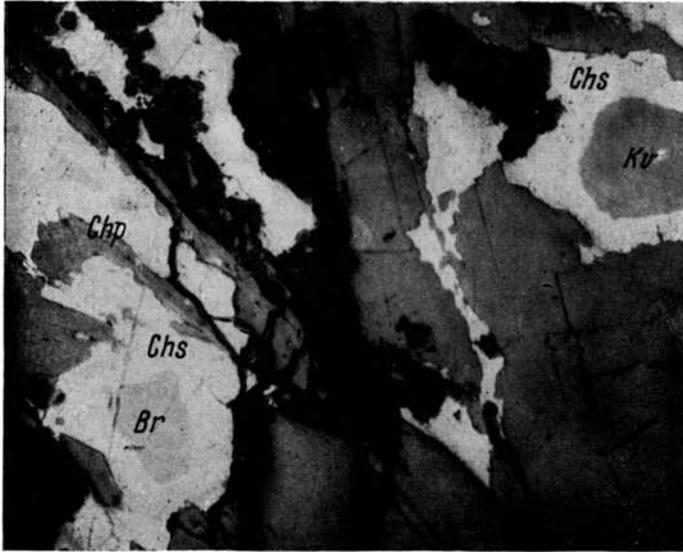


26



27

26. Соотношение бурнонита (Bn) и тетраэдрита (Td). Шлиф, увел. 45.
 27. Оторочки бурнонита Bn) вокруг зерен тетраэдрита (Td) в сфалерите (Sl). Шлиф, увел. 17.

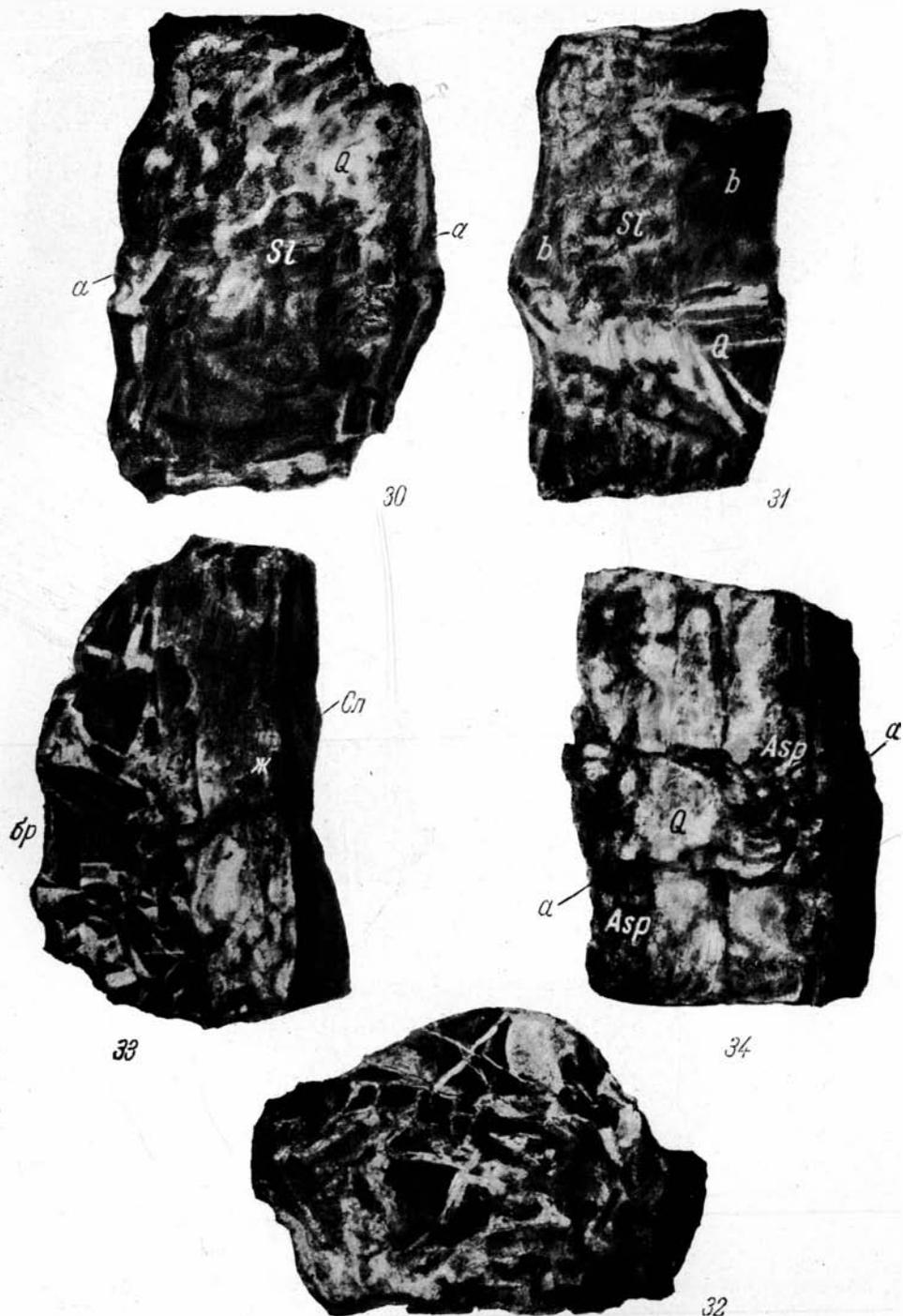


28

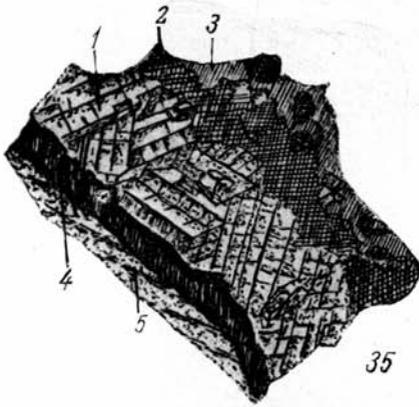


29

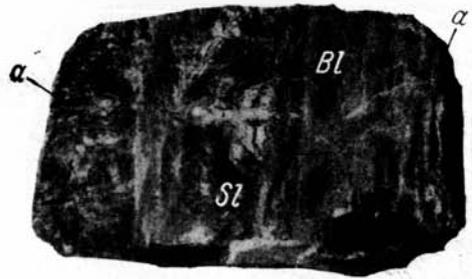
28. Соотношение борнита (Br), халькопирита (Chp), халькозина (Chs) и ковеллина (Cv). Шлиф, увел. 85.
29. Соотношение арсенопирита (Asp) и кварца (Q). Шлиф, увел. 17.



30. Тип кварцево-сульфидных жил массивной крупнозернистой текстуры; *a* — зальбанды жил; Q — кварц; Sl — сфалерит.
31. Сфалеритовая жила (Sl) и вмещающие тонкослоистые глинистые сланцы (*b*). Жила и сланцы разбиты поперечными кварцевыми прожилками (Q) более поздней генерации, несущими редкую вкрапленность галенита и халькопирита.
32. Рудная брекчия. Обломки сланцев сцементированы кварцем и анкеритом, в которые включены зерна галенита и сфалерита.
33. Кварцево-сульфидная жила (*жс*) в контакте с тонкорассланцованными сланцами (*сл*) и рудной брекчией (*бр*). Серое — сульфиды, белое — кварц и анкерит.
34. Зональное сложение жилы. Боковые части сложены арсенопиритом (Asp); с редная часть заполнена кварцем (Q); *a* — зальбанды жилы.



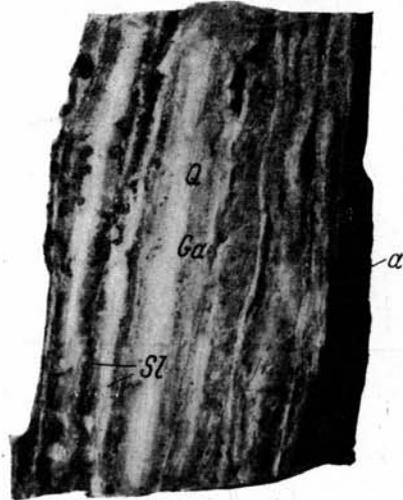
35



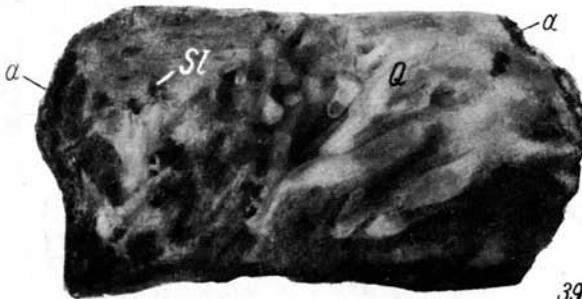
36



37



38



39

35. Зональное строение рудной жилы; 1 — галенит, находится преимущественно в средней части жилы; 2 — сфалерит; 3 — бурнонит; 4 — буланжерит; 5 — зальбанд лежащего бока жилы; бурнонит и буланжерит распространены в призальбандовой части жилы.
36. Полосчатое строение жилы; *a* — зальбанды жилы; Bl — буланжерит; Sl — сфалерит.
37. Полосчатое строение жилы. Серое — кварц, темное — сфалерит и галенит.
38. Полосчатое строение жилы. Сфалерит (Sl) обособился в виде черных полосок; серо-белое — кварц (Q); черные точечные включения — галенит (Ga); *a* — зальбанды жилы.
39. Друзовая текстура жилы, обусловленная развитием кристаллов (Q) белого кварца; *a* — зальбанды жилы; зерна сфалерита (Sl) приурочены преимущественно к висячему боку жилы.

*Утверждено к печати
Институтом геологических наук
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства *Г. И. Носов.*
Технический редактор *И. Русина.*

*

РИСО АН СССР № 2-18В. Т-09351. Издат. № 3730.
Тип. заказ № 744. Подп. к печ. 12/ХП-1952 г.
Формат бум. 70×108/16. Печ. л. 4. Уч.-издат. 5,4.
Вклейки 0,9. Тираж 1200.

Цена по прейскуранту 1952 г. 4 р. 75 к.
2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10