

СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Б.В. АФАНАСЬЕВ,
Ю.А. СОЛСЛОВ,
В.И. ТЕРНОВОЙ

В термин „стадия“ вкладывается различный объем и содержание. Наиболее обоснованы представления А.Д. Щеглова [10] и Д.О. Онтоева [5], согласно которым стадии должны определяться по комплексу признаков: наличие пересечений; дробление образований ранних стадий и цементации их веществом поздних стадий; межстадийных даек интрузивных пород; температуре минералообразования; парагенезису минералов. Мы предлагаем выделять стадии - периоды минерализации, характеризующиеся одинаковым парагенезисом минералов и температурой их образования, и подстадии - временные отрезки минерализации, фиксируемые внутривстадийными перерывами минералообразования и сменой плана рудоконтролирующей тектоники. Обширные данные по геологии и термометрическим исследованиям (методами декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в основных породообразующих минералах), полученным в результате многолетних изысканий различными исследователями [4, 6, 7, 9], позволяют, опираясь на указанные выше признаки, выделить в формировании карбонатитов Кольского полуострова пять стадий (табл. I).

В первую стадию формировались наиболее высокотемпературные эгирин-кальцитовые карбонатиты с биотитом, сфеном, диазаналитом. Геологические наблюдения показывают, что эти карбонатиты формируются за счет метасоматоза различных пород (пироксенитов, ийолит-уртитов, фенитов). При замещении фенитов в карбонатитах сохраняются реликты неизмененного калиевого полевого шпата, а в случае замещения ийолит-уртитов - нефелин. Парагенезис кальцита с нефелином, как известно, указывает на нижний предел температуры формирования кальцита, равный 550°C . Ниже этой температуры нефелин в ассоциации с кальцитом замещается канкринитом [1].

Между существенно карбонатными и неизмененными боковыми породами наблюдаются постепенные переходы. Количество новообразованных силикатных минералов (щелочного пироксена и биотита) варьирует в широких пределах. Для измененных (кальцитизированных) ийолитов и фенитов типичен волластонит, количество которого может достигать десятков процентов. Акцессорными минералами являются: в апопироксеновых карбонатитах - диазаналит, в апоийолитовых - шорломит, в апофенитовых - сфен. Акцессорные примеси как бы унаследуются от вмещающих пород, хотя они перекристаллизуются и несколько меняют свой состав, т.е. не являются реликтовыми.

Схема стадийности руднокарбонатитного этапа

Стадии	Ориенти- рующая тем- пература образования, °C	Подстадии	Породы и руды	Породообразующие минералы	Характер- ные акцес- сорные минералы	
	550-650	1	Гранат-амфибол-мо- нтелилитовые породы	Андрадит, амфибол (гастингсит), мо- нтелилит, флого- пит, кальцит	Перовскит	
		2	Гранат-везувиан- диопсидовые породы	Андрадит, везувиан, диопсид, флогопит, кальцит, волласто- нит		
		3	Эгирин-диопсид-каль- цитовые карбонатиты	Эгирин-диопсид, кальцит, железис- тый флогопит, магнетит, форсте- рит, волластонит		
	450-600			Флогопит-диопсид- форстеритовые поро- ды разнозернистые, вплоть до гиганто- зернистых	Флогопит, диопсид, форстерит, апатит, магнетит, кальцит	Бадделейт
			2	Форстерит-магнети- товые руды		
		3	Апатит-форстерит- магнетитовые руды и апатит-форстеритовые породы			
		4	Кальцит-апатит-фор- стерит-магнетитовые и кальцит-магнетито- вые руды			
		5	Форстерит-кальцито- вые карбонатиты			
	400-475			Гумит-тетрафлогопит, содержащие магнети- товые руды и каль- цитовые карбонатиты	Магнетит, апатит, кальцит, гумит, тетрафлогопит	Гатчетто- лит, пиро- хлор, цир- кепит, то- рванит
	1У	400		Доломитовые карбона- титы	Доломит, кальцит, тремолит-рихте- рит, серпентин	Циркон
У	300-400		Анкерит-доломитовые карбонатиты	Доломит, анкерит, барит, стронциа- нит, хлориты	Анкелит, бербанкит	

На Турьем полуострове карбонатиты располагаются в ядерной части массива, где слагают жерло площадью около $0,5 \text{ км}^2$, округлое в плане. Падение жерла почти вертикальное. Скважинами карбонатиты преслежены до глубины 700 м. Карбонатиты представляют собой типичные эрутивные брекчи. Это один из редких случаев, когда трудно отдать предпочтение какому-либо из двух процессов: выполнению или метасоматозу. Контакты жерла с вмещающими ийолитами распылчатые, постепенные и в то же время метасоматоз щелочных пород сопровождается взрывными явлениями. Карбонатиты переполнены округлыми и угловатыми «полупереваренными» обломками ийолитов и пироксенитов размером от первых сантиметров до 15–20 см. Количество темноцветных минералов достигает 50% и более. Нередки участки бурных слюдитов, представляющие собой нацело замещенные обломки щелочных пород. Резкие перепады температуры при взрывах привели к неравномерности минеральных ассоциаций и появлению более низкотемпературных минералов, не типичных для данной стадии. В парагенезисе с пироксеном отмечается темно-зеленый амфибол, вокруг биотита отмечаются каймы тетраферридогипита. Волластонит отсутствует, а нефелин полностью замещается красным минералом, который мы называем гидронефелином^х или канкринитом. Наряду со сфеном могут появляться редкие мелкие зерна гатчетолита.

Для карбонатитов II стадии характерны тела выполнения. Контакты жил и тел карбонатитов II стадии обычно резкие, секущие. Минеральный состав стабилен: кальцит, форстерит, диопсид, зеленый флогопит, апатит, магнетит, бадделейт. От состава вмещающих пород он не зависит. Нередко в жилах обнаруживаются угловатые или окатанные ксенолиты, которые по составу не обязательно отвечают вмещающим породам и являются привнесенными со значительных глубин. Так, в карбонатитах Ковдорского железорудного месторождения часто встречаются ксенолиты оливинитов, неизвестных вблизи залежи. Там же обнаружены округлые (часто почти идеальной шарообразной формы) включения форстерит-магнетитовых руд. Химический состав карбонатитов, слагающих небольшие жилы и крупные тела в совершенно различных породах, очень близок как по ведущим элементам, так и по элементам-примесям (табл.2). Метасоматическая зональность отсутствует. Иногда наблюдается незначительное обогащение диопсидом тонких эндоконтактных зон в жилах, секущих фениты и щелочные породы. Приконтактные изменения невелики. В экзоконтактах жил, секущих апатит-форстерит-магнетитовые руды и оливиниты, они вообще незаметны. По фенитам и ийолитам развивается тонкая флогопитовая оторочка. Фениты, помимо того, бывает заметно альбитизированы около крупных карбонатитовых штоков. Наиболее подавляющими являлись пироксениты. В залежках мелких жил всегда присутствует кайма актинолита. Около более крупных жил пироксениты могут на значительную глубину превращаться в кальцит-apatит-флогопит-актинолитовый агрегат.

^х Особенности конституции и свойств этого минерала требуют дальнейшего изучения.

Химический состав карбонатитов II стадии (Ковдорский массив)^х

Компоненты	Скв. 1003. Жила в оливинитах	Скв. 602. Жила в рудных оливинитах	Скв. 378. Жила в пироксенитах с бурым флогопитом	Скв. 519. Жила в скарноподобных породах	Скв. 127 ^с Тела карбонатитов в анатит-магнетитовых рудах	Обр. 16/1. Крупное тело в фенитах (г. Пелькома-Сельга)
SiO ₂	,40	1,30	1,40	2,00	0,60	1,80
TiO ₂	0,06	0,06	0,12	0,09	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	0,40	0,31	0,37	0,34	0,40	0,52
Fe ₂ O ₃	1,67	3,36	4,03	2,97	5,03	1,98
FeO	1,75	1,68	2,15	2,03	2,39	1,20
MnO	0,09	0,11	0,10	0,10	0,12	0,07
CaO	50,91	49,52	50,08	49,80	49,10	51,06
MgO	1,85	2,55	1,25	2,35	2,25	2,31
K ₂ O	0,08	0,02	0,08	0,08	0,08	0,14
Na ₂ O	0,10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,10
P ₂ O ₅	4,15	5,40	5,50	5,45	5,90	3,75
Cr ₂ O ₃	Следы	0,002	Следы	Следы	0,003	0,002
NiO		Следы			Следы	Следы
ZrO ₂	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
ΣTR ₂ O ₃	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,07
Ta ₂ O ₅	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Nb ₂ O ₅	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
BaO	0,09	0,11	0,09	0,09	0,01	0,07
S _{вкл}	0,36	0,22	0,25	0,34	0,36	0,21
CO ₂	37,65	35,63	35,24	35,25	33,43	36,85
F	0,053	0,071	0,073	0,081	0,089	0,027
Сумма	100,66	100,44	100,83	101,07	100,03	100,26
F=-O ₂	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01
Сумма	100,64	100,41	100,80	101,04	99,99	100,25

^х Анализы выполнены в ЦХЛ СЗТУ в 1970 г. Аналитики И.А.Плисс, М.И.Керженевиц, М.Н.Бушуева, А.С.Вольфсон.

Ближайшими родственниками форстерит-кальцитовых карбонатитов являются меланократовые их разновидности: апатит-форстерит-магнетитовые породы (руды). Они всегда сопровождают карбонатиты, но количества их не соразмерны в различных массивах. На Ковдоре это крупное месторождение, эксплуатирующееся с 1962 г. Бурением рудный шток прослежен до глубины 1 км без существенных изменений качественных и количественных параметров. На Vuoriauri этих руд втрое меньше, а на Себлявре и Турьем полуострове запасы не превышают первых десятков миллионов тонн. По возрасту они несколько древнее карбонатитов и всегда рвутся ими. Обратные взаимоотношения не известны. Минеральный состав их в точности такой же, как и карбонатитов, но количественное соотношение минералов совершенно иное. Кальцит имеет подчиненное значение, преобладают "тяжелые" минералы: апатита в рудах в 1,5-2 раза больше, чем в карбонатитах, магнетита - в 7-8 раз, бадделейта - на порядок. Для апатит-форстерит-магнетитовых руд характерны брекчиевидные текстуры с обломочным магнетитом. Встречаются ксенолиты оливинитов, пироксенитов, ийолитов. Как и карбонатиты, апатит-форстерит-магнетитовые породы могут образовывать жилы с резкими контактами и всеми присущими карбонатитам особенностями: отсутствием зональности, незначительными приконтактовыми изменениями, стабильным минеральным составом в любых вмещающих породах. Температуры образования карбонатитов и апатит-форстерит-магнетитовых пород одинаковы и укладываются в интервал 600-450°C.

Образование брекчиевидных апатит-форстерит-магнетитовых пород путем выполнения полостей сомнений не вызывает. Возникновение меланократовых (рудных) разновидностей карбонатитов при идентичности температуры можно объяснить только внедрением в открытые полости и трещины в значительной степени раскристаллизованного вещества, состоящего из форстерита, магнетита и апатита. Карбонатитовые жидкости играли лишь роль "смазки". Обогащение твердой фазой происходит в результате гравитационной дифференциации карбонатитовых расплавов-растворов, т.е. оседания на дно камеры более тяжелых по удельному весу минералов. Этим объясняется обломочный характер магнетита, а также пропорциональное (в зависимости от удельного веса) увеличение тяжелых минералов в рудах по сравнению с карбонатитами. Такая трактовка генезиса руд согласуется с экспериментами Уилли [3], в соответствии с которыми благодаря чрезвычайно низкой вязкости карбонатитовых жидкостей кристаллы в них осаждаются в течение нескольких минут. Это создает благоприятные условия для образования частично раскристаллизованных фракций различного состава из карбонатитовых магм. Взрывные явления, сопровождающие формирование карбонатитовых комплексов, также могли способствовать дробной кристаллизации.

Приконтактовые изменения вмещающих пород (кроме пироксенитов) развиты сравнительно слабо. Следовательно, активность карбонатитовых жидкостей II стадии была много ниже, чем I стадии. Карбонатиты II стадии не могли формироваться без наличия полостей, которые и создали благоприятные предпосылки для гравитационной дифференциации. Соответственно, апатит-форстерит-магнетитовые породы приурочены практически только к этой стадии.^X

^X На Турьем мысе, как исключение, очень редко отмечались кальцит-биотит-магнетитовые породы (руды) I стадии. Количество их ничтожно.

Интересно, что меланократовые аналоги характеризуются теми же особенностями минерального состава, что и лейкократовые. Так, на Турьем полуострове широко распространены диопсид-флогопит-кальцитовые карбонаты. Форстерит редок. Соответственно, магнетитовые руды в качестве силикатных примесей содержат именно диопсид и флогопит. Разновидности с форстеритом представляют лишь петрографический интерес. Кроме того, турьинские карбонаты стиличаются от ковдорских меньшим содержанием P_2O_5 редко превышающим 2,5-3%. Соответственно, в магнетитовых рудах среднее содержание P_2O_5 составляет 4,5%, а не 7-8%, как на Ковдоре.

Пространственно карбонаты и апатит-форстерит-магнетитовые руды тесно связаны. На Ковдоре последние образуют крупное штокообразное вертикально залегающее тело, тогда как карбонатитовые залежи располагаются в непосредственной близости и падают по направлению в железорудному месторождению. Внутри рудной залежи известны только мелкие штоки и жилы карбонатитов. На Буориярви внедрение карбонатитов произошло по тем же каналам, что и апатит-форстерит-магнетитовых пород. В результате рудная залежь оказалась расчлененной на ряд мелких тел, «плавающих» в карбонатитовом субстрате. Такая же картина наблюдается в ядре Турьинского массива. Здесь в одном месте сосредоточены не только образования II стадии, но и карбонаты I стадии. Наблюдается и другая, вполне естественная закономерность: чем больше на массиве карбонатитов II стадии, тем больше и апатит-форстерит-магнетитовых пород.

Конечные продукты метасоматоза вмещающих пород при внедрении карбонатитов II стадии и их меланократовых аналогов были весьма разнообразны, что объясняется прежде всего составом вмещающих пород. Можно выделить несколько основных направлений метасоматоза.

I. Кальцитизация апатит-форстерит-магнетитовых пород. Это явление особенно ярко проявлено на Ковдоре. Метасоматоз протекал при инертности Mg, Fe, Al, Si и высокой подвижности Ca, P_2O_5 , CO_2 . Измененным рудам свойственны типичные метасоматические структуры: узорчатые, пятнистые. В локальных участках на фронте полного растворения и выноса наблюдаются зоны прекрасно огазированных кристаллов магнетита, форстерита, зеленого флогопита. Перекристаллизация могла охватить и обычные карбонаты, которые превращались в пегматоидные разности с клиновидным магнетитом и узорчатыми структурами. Общее содержание магнетита в измененных рудах несколько уменьшается, границы рудных тел становятся размазанными. Частично имели место перенос и переотложение инертных компонентов во вмещающие породы, что привело к образованию вокруг залежи апопироксенитовой оторочки, сложенной кальцитом, апатитом, форстеритом, магнетитом, актинолитом, диопсидом (так называемые «маложелезистые апатитовые руды»). Магнетит при перекристаллизации заметно менял свой состав. По содержанию Mg и других примесей это наиболее «грязные» на месторождении генерации. Баццеллит в этом процессе ведет себя как обособленный инертный компонент (минерал). Количество его в апатит-кальцит-магнетитовых рудах остается неизменным. Ни перекристаллизации, ни коррозии он не поддается.

2. Кальцитизация и апатитизация пироксенитов. Уже указывалось, - что пироксениты относятся к наиболее "удобным" для метасоматоза породам. Метасоматозу предшествовало интенсивное дробление пироксенитов. Набор минералов новообразованных апопироксенитовых пород такой же, как в "маложелезистых" рудах (см. предыдущий пункт), но по количественному минеральному составу эти породы очень пестры как в каждом массиве, так и внутри одного массива. На Ковдоре это кальцит-флогопит-диопсидовые породы, слагающие полукольцевую зону, охватывающую оливинотовое ядро и одним из концов упирающуюся в железорудное месторождение. На Вуориярви зоны подобных пород часто локализуются вокруг многочисленных тел карбонатитов, расположенных в пироксенитах центральной части массива. На Себлявре интенсивному дроблению подвергалось все пироксенитовое ядро на площади около 8 км². Тектонические подвижки были длительными во времени, метасоматоз шел непрерывно и минеральные ассоциации разных стадий накладывались друг на друга. В метасоматитах Себлявра представлено несколько генераций пироксенов, слюд, амфиболов, магнетитов. В отличие от других массивов в составе метасоматитов существенную роль играл апатит и по существу все они представляют собой апатит-силикатные руды с содержанием пятиоксида фосфора 3-8%. Отсутствуют какие-либо закономерности и в распределении аксессуарных минералов. Если в карбонатитах и магнетитовых рудах Себлявра практически единственным аксессуарным минералом является бадделейт (что обычно для тел выполнения), то в силикатных метасоматитах аксессуарные примеси встречаются в полном наборе, характерном для карбонатитового этапа в целом (кальпиртит, бадделейт, гатчеттолит, пирохлор, циркелит, циркон), не считая реликтовых перовскита, шорломита, сфена.

3. Перекристаллизация кальцит-флогопит-диопсидовых пород и образование гигантозернистых слюдоносных метасоматитов, являющихся богатыми флогопитовыми рудами. Крупное месторождение флогопита разведано и эксплуатируется на Ковдоре [8], значительное по размерам месторождение флогопита имеется и на Вуориярви.^X

Таким образом, метасоматические процессы, протекавшие внутри тел выполнения, не играли заметной роли при формировании месторождений магнетита, тогда как при интенсивной переработке пироксенитов могли появляться крупные месторождения апатит-силикатных руд, а при перекристаллизации силикатных метасоматитов возникли качественно совершенно иные месторождения - уникальные флогопитовые залежи.

В III стадию продолжалась метасоматическая переработка апатит-форстерит-магнетитовых пород и форстерит-кальцитовых карбонатитов. Однако более низкие температуры остаточных карбонатных растворов привели к появлению новых парагенетических ассоциаций: актинолита, гумита, тетраферрифлогопита, гатчеттолита, пирохлора, циркелита, ильменита. Магнетит устойчив и в эту стадию, но состав его вновь меняется (меньше примесей Mg, Al

^X Пегматоядные флогопитоносные породы известны и на Себлявре. Однако генезис их изучен слабо. Есть предположения, что они связаны с метасоматитами магматического этапа. В парагенезисе с флогопитом здесь присутствуют пироксены, титаномагнетит, перовскит.

больше титана, связанного с микровключениями ильменита). Пирротин и халькопирит тоже присутствуют, но последний часто преобладает и нередко представляет интерес как попутный компонент. Иногда появляется кубанит. Видимо с этой стадией связано образование известного месторождения меди в ДАР [3].

На Кольском полуострове этому изменению обычно подвергаются незначительные по площади участки карбонатитовых и апатит-магнетитовых тел. Как правило, незначительным был и сам процесс переработки. Первичные текстуры и структуры карбонатитов и руд обычно сохраняются. Подчас вторичные изменения внешне почти незаметны и поздние силикаты надежно устанавливаются только под микроскопом, но акцессорные тантало-ниобиевые минералы могут присутствовать в таких породах в ощутимых количествах. В то же время морфология зон измененных пород с глубиной почти не меняется и они прослеживаются скважинами на многие сотни метров. Очень часто тантало-ниобаты нарастают на баццелит, окружая его сплошной рубашкой. Характерно зональное строение тантало-ниобатов, при этом внешние зоны зерен всегда сложены пирохлором.

Таким образом, в III стадии карбонатитового этапа происходила локальная метасоматическая переработка тел выполнения, сложенных ранними кальцитовыми карбонатитами и апатит-форстерит-магнетитовыми рудами.

Доломитовые карбонатиты IV стадии всегда образуют секущие жилы с резкими контактами. Иногда это штокверковые зоны или небольшие штокообразные тела (например, в фенитах к востоку от Вуориярви). Мощности жил редко превышают первые метры. Обычно с доломитом ассоциирует апатит, магнетит, пирротин, зеленый флогопит. На Ковдорском железорудном месторождении широко распространены разновидности доломитовых карбонатитов с тетраферрифлогопитом, серпентином, подолитом, цирконом. Контакты жил доломитовых карбонатитов очень часто сорваны и сильно хлоритизированы. Как исключение, в эту стадию могут возникать и меланократовые разновидности — доломит-магнетитовые породы. Известны они только на Ковдорском железорудном месторождении, где слагают небольшое жерло в центре рудной залежи, прослеженное скважинами на большие глубины. Но по парагенетическим ассоциациям они весьма отличны от всех остальных разновидностей данной стадии: равновесным с доломитом в данном случае является форстерит.

Анкерит-доломитовые карбонатиты V стадии с редкоземельными карбонатами (анкилитом, бербанкитом), баритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, стронцианитом, образуют обычно отдельные жилы или резы (Себлявский, Саллатлатвинский и Вуориярвинский массивы) штокверк жил, секущих все ранее образованные породы. Мощность жил обычно не превышает 10–50 см, редко достигает 1–2 м. Содержание редкоземельных карбонатов в них высокое и часто превышает 10–15% объема породы.

Судя по морфологии, минеральному составу и температуре образования минералов, карбонатиты IV и V стадий относятся к типичным гидротермальным образованиям. Известны и еще более поздние карбонатиты. Так на Саллатлатвинском массиве встречены сидеритовые карбонатиты, которые секут анкерит-доломитовые. Изучены они пока недостаточно полно. В фенитах ореала Вуорияр-

винского массива известны кварц-доломитовые карбонаты, являющиеся вероятно самыми молодыми низкотемпературными разновидностями.

Таким образом, формирование карбонатов – процесс сложный и много-стадийный. Основной закономерностью является уменьшение масштабов карбонатообразования от стадии к стадии при общем понижении температуры.

Обычно на каждом массиве присутствуют все возрастные разновидности карбонатов, хотя масштабы их проявления различны. Внутри каждой стадии можно выделить подстадии и многочисленные фациальные разновидности, появление которых связано с конкретной тектонической обстановкой на отдельных массивах, различным составом вмещающих пород, разными путями дифференциации карбонатных жидкостей. Характерна специализация карбонатов каждой стадии по типу, характеру и масштабу оруденения.

Основной промышленной стадией карбонатообразования является вторая. С ней связаны крупные комплексные месторождения апатит-магнетитовых руд, крупные апатитовые и флогопитовые месторождения. С III стадией связано повышенное скопление пиррохлора. Однако в отличие от сходных карбонатов Бразилии, Канады и массива Сокли в Финляндии масштабы развития этой стадии на Кольском полуострове незначительны. В карбонатах IV и V стадий промышленных месторождений на Кольском полуострове не обнаружено.

Литература

1. Иванов И.П. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях. – Тр. 6-го совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
2. Капустин Ю.Л. Акцессорная редкоземельная минералогия карбонатов Кольского полуострова. – В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М., „Наука“, 1964.
3. Карбонаты. (Под ред. Д.Ж.Гиттинса и О.Таттла). М., „Мир“, 1969.
4. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. – Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, 1971, т. 22, вып. 2. Авт.: А.А.Кухаренко, А.Г.Булах, Г.А.Ильинский, Н.Ф.Шинкарев, М.П.Орлова.
5. Онтоев Д.О. О продолжительности формирования некоторых сульфидов вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья. – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. Л., „Наука“, 1971.
6. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатов Восточной Сибири. М., „Наука“, 1972.
7. Соколов С.В., Эпштейн Е.М. О результатах термометрического изучения минералов карбонатов. – В кн.: Краткие сообщения по минералогии и геохимии. М., изд. ВИМС, 1970.
8. Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., „Недра“, 1969.
9. Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Роль магматических и метасоматических процессов при формировании Ковдорского массива и связанные с ними полезные ископаемые. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., „Недра“, 1975.
10. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения западного Забайкалья. Л., „Недра“, 1966.