

НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА УРИКСКО-КИТОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОГО САЯНА

В. А. ГЛОБА (КазИМС)

Магматизм Восточного Саяна рассматривается как составной элемент каледонской орогении (Обручев, 1949; Додин, 1958; Сулоев, 1960; Красильников, 1963 и др.). В развитии магматизма отмечается общая направленность в сторону последовательного повышения режима щелочности от ранних к более поздним образованиям (Лурье, 1952). В объяснении такой эволюции особенно подчеркивается фактор времени (Додин, 1963). Магматическая деятельность объясняется либо за счет агрессивного воздействия смежной Тувинской геосинклинали (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960), либо последовательной активизации внутренних тектонических структур Восточного Саяна (Моссаковский, 1963; Хренов, 1961; Митрофанов и др., 1964; Глоба, 1963; Гордиенко, 1964 и др.).

В пределах района нижнепалеозойские эффузивы распространены в верховьях Оки, где за ними закрепилось название сархойской свиты. Породы представлены кварцевыми порфирами, плагиопорфиритами, андезитами и их туфами. Вулканогенные образования повсеместно залегают с резким угловым несогласием на монгошинских известняках верхнего протерозоя. Они хорошо параллелизуются с нижекембрийскими порфиритами Тувы.

Пространственное положение пород гипербазитовой формации контролируется внутренними глубинными разломами. Массивы группируются в протяженный линейный пояс. Прослеживается он по северной периферической части Китайско-Сархойского приразломного прогиба в виде двух отчетливо выраженных ветвей. Обе ветви опоясывают Гарганскую глыбу архея и, смыкаясь в верховьях Китая, образуют крупнейший в Сибири Оспинский гипербазитовый плутон (рис. 1). При анализе структурного положения гипербазитов подмечается их максимальная приуроченность к сочленению Китайско-Холбинской системы разломов с Главным Саянским швом. Массивы обнаруживают преимущественное тяготение к тектоническим стыкам наиболее контрастных докембрийских структур — Гарганско-Бутогольскому выступу и Ильчирскому синклинорию. В западном направлении, в сторону внутренней зоны каледонид, насыщенность субширотных глубинных разломов ультраосновной магмой уменьшается и преобладающее влияние приобретают габброиды.

Гипербазитовая формация представлена ультраосновными и частично основными породами. Первые преобладают в восточной части

прогиба (Китойской), вторые — в западной (Сархойской). Петрохимическое изучение пород гипербазитовой формации свидетельствует о слабой дифференциации исходной магмы, чрезвычайно высокой ее магнезиальности, ничтожном содержании глинозема, щелочей, извести и титана. По перечисленным признакам они сходны с тувинскими.

Гранитоиды на территории Восточного Саяна пользуются широким распространением и значительным разнообразием. Наиболее древние — докембрийские — образуют Саянский плутонический пояс, пространственное положение которого определяется Главным Саянским разломом. Гранитоиды слагают моногенные батолитовидные массивы преимущественно из палингенных фаций, среди которых ранние сопровождаются слюдоносными и поздние — редкометальными пегматитами (Смирнов, Булдаков, 1962).

Нижнепалеозойские гранитоиды в связи со специфическим геодинамическим режимом Восточного Саяна преобладают в породах жесткого субстрата байкалид, и только отдельные из них размещаются в вулканогенно-осадочных отложениях кембрия. Во всех случаях устанавливается их активный контакт с нижнекембрийскими гипербазитами. Породы представлены двумя ветвями — натриевой и калиевой (Митрофанов, Авдонцев, 1964). Производные первой ветви локализируются на периферии раннекаледонских прогибов в тесной связи с субширотными разломами преимущественно в зоне сближения с краевым швом, второй — в активизированных участках геодинамических зон (рис. 1).

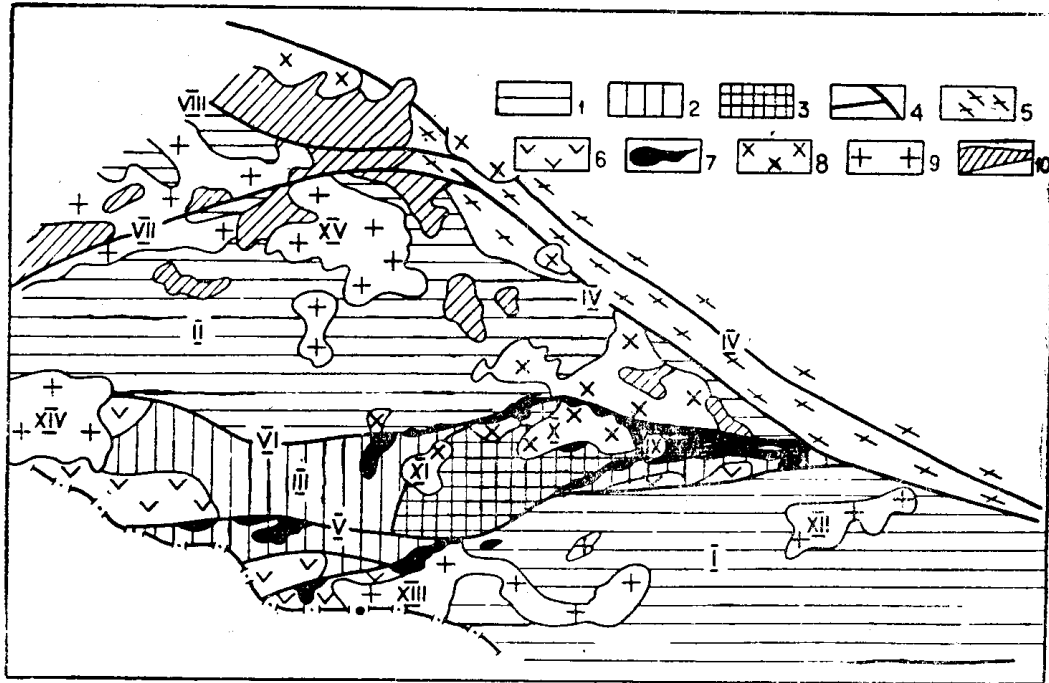


Рис. 1. Схема распределения магматизма в каледонской структуре юго-восточной части Восточного Саяна. (Составлена автором с использованием материалов В. П. Арсентьева, Ф. К. Волколакова и др.)

1. Зоны устойчивых поднятий каледонид: I — Тункинская геодинамическая зона; II — Окинская геодинамическая зона; 2. Китойско-Сархойский приразломный прогиб (III). 3. Окинская (Гарганская) глыба архей. 4. Дизъюнктивы. IV — Главный Саянский разлом; V — Китойский разлом; VI — Окинский разлом; VII — Кандатский разлом.

Магматические образования: 5 — докембрийские гранитоиды; 6 — кембрийские вулканогенные отложения; 7 — гипербазиты, базиты кембрийского возраста; 8 — нижнепалеозойские гранитоиды натриевой ветви; 9 — нижнепалеозойские гранитоиды калиевой ветви; 10 — среднепалеозойская эффузивно-интрузивная серия пород

Гранитоиды натриевой ветви приурочиваются к Китайско-Сархойской системе глубинных разломов, преимущественно внешней ветви — Холбинской, оконтуривая с севера Гарганскую глыбу архея. Интрузивы фиксируются в виде вытянутой полосы из ряда разобщенных массивов общей площадью более тысячи кв. км. Они слагают трещинные и межформационные тела, уходящие корнями в магмовыводящие каналы. Породы характеризуются разнообразием состава — от габбро до плагиогранитов, при преобладающем распространении кварцевых диоритов. Ранним представителям свойственна ассоциация плагиоклаза и роговой обманки и поздним — плагиоклаза и кварца. Петрохимическими исследованиями устанавливается известково-щелочной состав у пород раннего ряда и существенно натриевый — у поздних представителей. Породы отличаются меньшим количеством щелочей, более высоким содержанием извести и кремнезема, чем средние типы, по Р. Дэли.

На примере Холбинского интрузива видно, что формирование натриевой ветви гранитоидов в ходе кристаллизационной дифференциации шло по линии последовательного обогащения щелочами магматических продуктов при соответствующем обеднении известью. В диаграмме, составленной по методу Г. С. Момджи (1965), эти изменения выражаются гиперболической (для щелочей) и параболической (для извести) кривыми (рис. 2). Точки (Н, М) отражают обратно пропорциональную зависимость между содержанием щелочных металлов и магния с пересчетом на их атомные количества в % в четырехкомпонентной системе ($MgO + CaO + Na_2O + K_2O = 100\%$). Точки (С, М) фиксируют отношение между кальцием и магнием в %, пересчитанное по их атомному количеству в четырехкомпонентной системе. Из диаграммы следует, что не укладываются на эти кривые значения Н и С кварцевого диорита, по-видимому, в связи с местным гибридным. Критический момент кристаллизационной дифференциации в магматическом очаге отвечает максимальному значению С у кривой СМ, после которого наступает этап активизации щелочей. Эта переломная точка отвечает диориту.

Становление близких по возрасту гранитоидов калиевой ветви происходило при стабильном режиме в геантиклиналях 2-го порядка (рис. 1). Это чаще всего межформационные дискордантного типа батолитоподобные массивы площадью от первых сотен до тысячи кв. км. Крупнейшие из них — Ниловский, Мунку-Сардыкский и частично Сархойский — залегают в докембрийском субстрате. Гранитоиды формировались в три фазы. Среди пород господствующее место занимают производные поздней фазы. Процессы кристаллизационной дифференциации несколько завуалированы местной ассимиляцией. В ходе кристаллизации по мере уменьшения извести, увеличивается содержание щелочей и кремнекислоты; основные плагиоклазы сменяются кислыми в ассоциации с калиевым полевым шпатом и кварцем. Однако даже у самых щелочных разновидностей нет избытка щелочей. Поэтому их крайние члены представлены не сиенитами, а лейкократовыми калиевыми гранитами. Последние, по Г. Д. Афанасьеву (1963), отвечают низкотемпературной эвтектической ассоциации (кварц-калишпат-альбит) заключительного этапа кристаллизации магматического расплава.

Становление пород на примере Мунку-Сардыкского плутона (рис. 2) отличается от предыдущих резко ограниченным интервалом магниевой составляющей (ось абсцисс) при большем диапазоне щелочной и известковой составляющих (ось ординат). Здесь угнетенно проявился ранний этап кристаллизации. Главная кристаллизация совпадает с этапом активизации щелочей и как бы соответствует заключительным стадиям формирования гранитоидов Холбинского плутона. Ее конечные

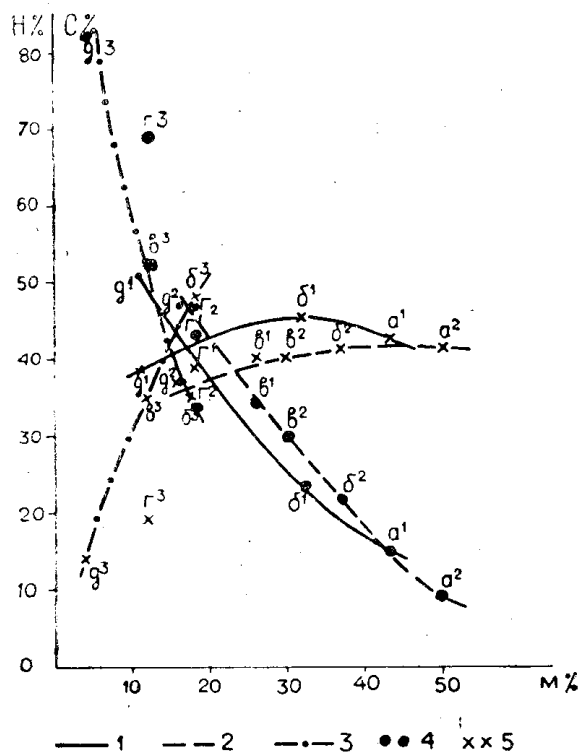


Рис. 2. Кристаллизационная дифференциация гранитоидов Холбинского (1), Таннуольского (2) и Мунку-Сардыкского (3) массивов

Ось абсцисс — атомное количество магнeзии в %; ось ординат — атомное количество в % щелочей и извести; точки — суммарное содержание щелочей в % (4); кресты — количество извести в % (5). *a* — габбро; *b* — диорит; *v* — кварцевый диорит; *g* — гранодиорит; *δ* — гранит (индексы 1, 2, 3 показывают принадлежность пород к соответствующим массивам)

продукты представлены субщелочными лейкократовыми гранитами, по составу близкими к эвтектикам трехкомпонентной системы ($\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$). По Ю. М. Шейнману (1963), такие магмы образуются при значительной роли регенированных продуктов за счет выборочной плавки силла пород кровли.

Для сравнения эволюции одновозрастных гранитоидных магм Восточного Саяна и Тувы приведены некоторые исследования по Таннуольскому комплексу (Пинус, 1961, 1963). Сопоставление показывает (рис. 2) очень схожую динамику становления таннуольских и холбинских гранитоидов. Такое сходство, по Г. С. Момджи, свидетельствует об их генетической общности. Это же подтверждается петрографическим и формационным родством гранитоидов.

Рассмотренная диаграмма, однако, неудобна тем, что суммарное количество щелочей затушевывает индивидуальное поведение

натрия и калия в ходе становления гранитоидных комплексов натриевого и калиевого рядов. Картина магматической кристаллизации в рассмотренных выше трех примерах более наглядно вскрывается при пораздельном анализе окислов натрия и калия. Как видно из диаграммы (рис. 3), щелочи в процессе многофазного становления Холбинского плутона ведут себя дифференцировано. Калиевая составляющая (кривая КМ) сначала плавно увеличивается и, достигнув максимума у гранодиорита, далее стабилизируется. Отношение окиси калия к магнeзии в конечной породе — плагиограните $K_K = \frac{K}{M}$ не превышает единицы.

Натровая составляющая обнаруживает устойчивую тенденцию к росту, достигнув наибольшего значения у плагиогранита $KNa = \frac{Na}{M} = \frac{40}{11} = 3,6$.

Отношение этих двух коэффициентов ($\frac{KNa}{K_K} = 3,6$) подчеркивает господство потенциала натрия в конечном члене холбинских гранитоидов. В этой же последовательности, но более плавно, что, возможно, объясняется большим количеством химических анализов, шло формирование пород Таннуольского комплекса. Максимальная величина калиевого потенциала у них отвечает гранодиориту и натриевого — плагиограниту. Таким образом, для Холбинского интрузива отмечается возрастаю-

щая активность натрия, которая достигает максимума у плаггиогранитов — конечных продуктов кристаллизации габбро-плаггиогранитного расплава. Интересно, что отмеченная активность унаследуется эпитагматическими растворами, сопровождаясь натриевым метасоматозом. Она свойственна ряду магматических провинций Союза (Афанасьев, 1960). Активность калия, наоборот, в заключительные этапы кристаллизации резко ослабевает, как бы подавляясь катионом натрия на фоне его возросшей концентрации.

Обратная картина имеет место при формировании калиевых гранитоидов Мунку-Сардыкского плутона. Активность калия в этом ряду пород последовательно растет по кривой, близкой к гиперболе, достигая наибольшей концентрации в микроклиновом граните, завершающем становление массива. Концентрация натрия вначале увеличивается, при максимальном значении у биотитового гранита, а затем резко падает, изменяясь в общем по параболической кривой (рис. 3). Отношение $\frac{KNa}{K}$ у

конечных дифференциатов — микроклиновых гранитов — составляет всего 0,5, что в семь раз меньше, чем у плаггиогранитов Холбинского плутона. В связи с возросшей активностью калия отмечается постмагматический калиевый метасоматоз.

Среднепалеозойский магматизм проявился в своеобразной вулканоплутонической форме. Вулканические продукты накапливались в приразломных прогибах, а интрузивные — в шовных дизъюнктивах Окинско-Кандатской системы разломов. В локализации девонской магмы принимал участие также Главный Саянский разлом (рис. 1). Для среднепалеозойского магматизма устанавливается тесная пространственно-возрастная и генетическая общность вулканического и плутонического процессов (Гордиенко, 1964). В формировании пород выделяются вулканическая, субвулканическая и плутоническая фации единого комагматического ряда. Гранитоидной магме свойственна повышенная щелочность, значительная железистость феррических минералов, бедность магнием и насыщенность известью. Родство между гранитоидами и щелочными породами обосновывается по их комагматической связи и пространственной общности, близости по времени становления и единому химизму цветных минералов. Образование крайних членов гранитоидного ряда — щелочных и нечелиновых сиенитов — представляет собой частный случай кристаллизации граносиенитовой магмы. По мере кристаллизации магмы остаточные ее порции

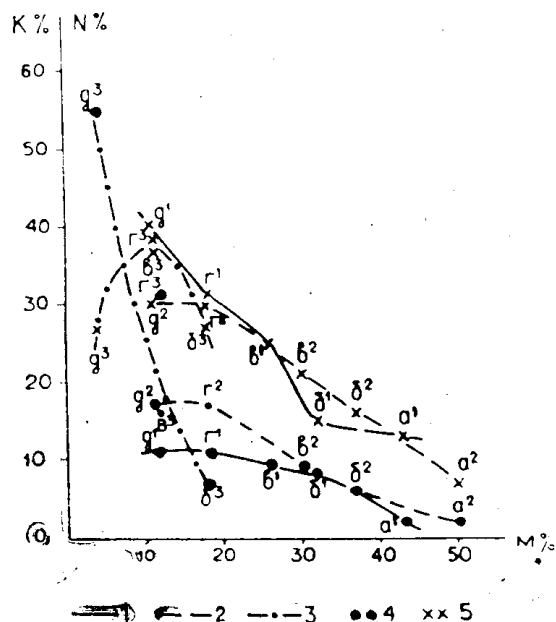


Рис. 3. Кристаллизационная дифференциация гранитоидов Холбинского (1), Таннуольского (2) и Мунку-Сардыкского (3) массивов. Ось абсцисс — атомное количество магния в %; ось ординат — атомное количество калия (точки), натрия (кресты) в %; а — габбро, б — диорит, в — кварцевый диорит, г — гранодиорит, д — гранит (индексы 1, 2, 3 показывают принадлежность пород к соответствующим массивам)

становились все более недосыщенными кремнеземом. На фоне значительной десиликации среднее содержание щелочей изменяется от 8,8 до 12%. Характерно, что процесс протекал при последовательном росте активности натрия и прогрессирующем падении потенциала калия. По В. П. Костюку и Т. Ю. Базаровой (1966), весь механизм образования щелочных пород сводится к перераспределению щелочей вследствие глубинной ассимиляции кальция и изменения активности между калием и натрием. Однако подчиненное развитие щелочных пород среди обширных полей среднепалеозойских гранитоидов свидетельствует о локальном проявлении этого процесса. Значительно чаще кристаллизационная дифференциация укладывается в нормальный ряд, завершаясь формированием полевошпатовых гранитоидов в сопровождении жильной серии пород пестрого состава. В большинстве своем девонские гранитоиды имеют лейкократовый облик. Для них характерны процессы альбитизации, пертитизации, окварцевания и кварц-полевошпатового метасоматоза (Шмотов, Гордиенко, Глоба, 1964).

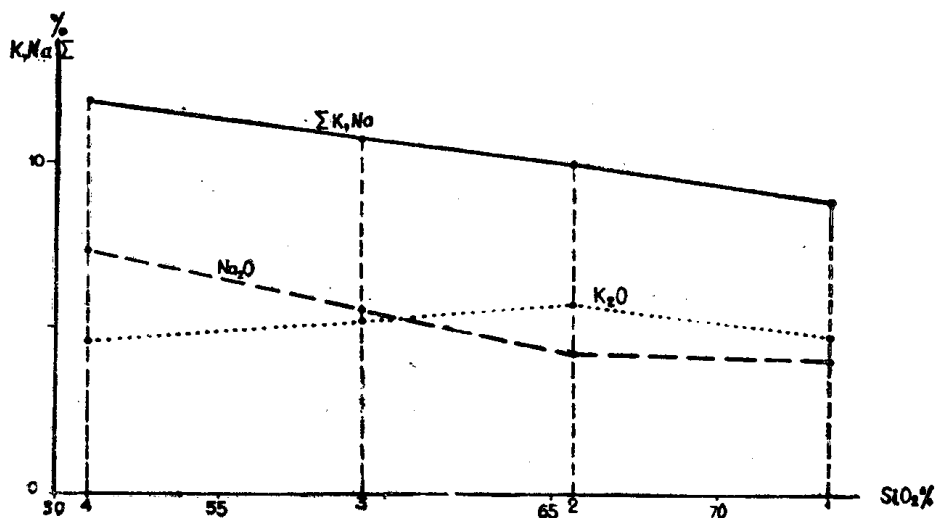


Рис. 4. Распределение щелочей и кремнезема в гранитоидах среднепалеозойского комплекса Восточного Саяна. Ось абсцисс — содержание кремнезема в %. Ось ординат — содержание щелочей: суммарное (сплошная линия), калия (точки), натрия (пунктир) в %. 1 — граниты; 2 — сиениты; 3 — щелочные сиениты; 4 — нефелиновые сиениты

Пространственно-временная направленность развития каледонских тектономагматических структур предопределила соответствующую региональную зональность ассоциирующихся с ними минеральных комплексов. Отдельные массивы гипербазитового пояса сопровождаются минерализацией хризотил-асбеста, примером которой является крупнейшее Ильчирское месторождение. Гранитоиды натриевой ветви сопровождаются обширной группой месторождений и рудопроявлений золота Урикско-Китойского междуречья (Глоба, 1963). С гранитоидами калиевого ряда ассоциирует молибденовая минерализация (Нохорское скарновое месторождение молибдена и др.) и в небольших концентрациях золотая (верховья р. Оки). Со среднепалеозойским комплексом связывается специфическая редкоземельная минерализация и глиноземное сырье.

Металлогеническое районирование Восточного Саяна позволяет выделить ряд структурно-металлогенических зон, среди которых особый интерес представляют пространственно сближенные хризотил-асбеста и золоторудная. Одной из важнейших особенностей золотого оруденения

является его тесная пространственная связь с натриевыми гранитоидами при общей контролирующей структуре — Китойско-Сархойском глубинном разломе. Рудные поля (месторождения) группируются преимущественно во внутриглыбовых разломах. В размещении золотой минерализации проявляется горизонтальная и в меньшей мере вертикальная зональность. Умеренно сульфидная золото-полиметаллическая минерализация локализуется в апикальных частях и эндоконтактах интрузивов; малосульфидные кварцево-пиритовые руды — в экзоконтактах на расстоянии 2—5 км от ближайших массивов; малосульфидное золото-серебряное оруденение не обнаруживает видимой связи с интрузивами. Наряду с пространственной отмечается временная сближенность золотого оруденения с породами Холбинского интрузивного комплекса, особенно его поздними дифференциатами — дайками и мафами интрузивами.

Геохимическими исследованиями натриевых гранитоидов и золоторудной минерализации устанавливается между ними родство по олову, серебру, бериллию, цинку, иттрию, элементам группы железа — кобальту, никелю, хрому, марганцу, титану и ванадию. В интрузивных породах не обнаружены вольфрам, мышьяк, висмут, кадмий, литий и барий. Отсутствуют эти элементы-примеси в золотых рудах района. Особенно заметно в них отсутствие мышьяка, который, например, в золотоносных рудах и гранитоидах Енисейского кряжа относится к типоморфным.

Золоторудные месторождения Урикско-Китойского района образуют единый генетический ряд гидротермальных образований в тесной связи с раннекаледонской габбро-плагногранитовой формацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. В кн.: «Доклады советских геологов на XXI сессии международного конгресса». М., Изд. АН СССР, 1960.
2. Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изв. горн. пород». М., Изд. АН СССР, 1963.
3. Глоба В. А. Основные черты геологии и золотоносности одного из районов Восточного Саяна. В тр. ВСГИ СО АН СССР, вып. 13, Иркутск, 1963.
4. Гордиенко И. В. О связи вулканизма с интрузив. деятельн. в зоне сближ. Окинск. и Гл. Саянск. разломов. В докл. АН СССР, т. 195, 3, 1964.
5. Додин А. Л. Восточный Саян. В кн.: «Геологич. строение СССР», т. 2, М., 1958.
6. Додин А. Л. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Тез. докл. 3-го Всесоюзн. петр. совещ. 1963.
7. Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоид. интрузий в тектонич. структуре Саяно-Тувинской горной области. В кн.: «Каледонская орогенция». М., Изд. АН СССР, 1960.
8. Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1966.
9. Красильников Б. Н. О докембрийских краевых прогибах Сибири. «Геолог. и геофизика», № 5, 1963.
10. Лурье М. Л. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана. В тр. ВСЕГЕИ, Л., 1952.
11. Митрофанов Ф. П., Авдонцев Н. А. Восточно-Саянская подвижная область в нижн. палеозое. В кн.: «Магматические комплексы. Докембрий Восточн. Саяна». Тр. лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 18, Л., 1964.
12. Момджи Г. С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. «Советская геология», 1965, № 10.
13. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
14. Обручев В. А. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой области. В докл. АН СССР, № 5, т. 68, 1969.
15. Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс. Тр. СО АН СССР, вып. VI, Новосибирск, 1961.
16. Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Тр. СО АН СССР, вып. VII, Новосибирск, 1961.

17. Пинус Г. В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-платиногранитной магматич. формации (на примере Тувы). В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверж. горн. пород». М., Изд. АН СССР, 1963.

18. Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд. АН СССР, 1962.

19. Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна, «Советская геология», 1960, № 6.

Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. В кн.: «Проблемы тектоники», М., «Госгеолтехиздат», 1961.

21. Шейнман Ю. М. О тектонических условиях магмообразования. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изв. горн. пород». М., Изд. АН СССР, 1963.

22. Шмотов А. П., Гордиенко И. В., Глоба В. А. О некоторых особенностях метаморфизма в пределах Окинского глубинного разлома (Восточный Саян). Изд. АН СССР, сер. геолог., № 11, 1964.