

СВЯТОНОСИТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ПРОДУКТЫ КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

**Левицкий¹ В.И., Резницкий² Л.З., Скляр² Е.В., Левицкий¹ И.В.,
Ковач³ В.П., Макагон¹ В.М.**

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@igc.irk.ru;*

²*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: garry@crust.irk.ru;*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

Святоноситы (андрадитовые сиениты) были открыты П. Эсколя в 1914 г. во время его работы в составе Радиевой экспедиции под руководством В.И. Вернадского на байкальском п-ове Святой Нос [Eskola, 1921] в Восточной Сибири. До настоящего времени причины и механизм образования святоноситов не определены, однозначные критерии выделения их как магматических пород не разработаны, существуют и проблемы с их идентификацией. В мире святоноситы распространены крайне ограничено и Байкальский регион является крупнейшей и пока единственной в мире провинцией их широкого развития, что также требует объяснения. Общим для массивов святоноситов является присутствие ранних меланократовых андрадитсодержащих апоалюмосиликатных метасоматитов или известковых скарнов с переходами от них через мезолитовые разности в единых телах к лейкократовым и мезократовым автохтонным и аллохтонным разновидностям. Только разности, имеющие явно интрузивные взаимоотношения и структурно-текстурный облик магматических пород, сложенные калиевым полевым шпатом, гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, плагиоклазом, пироксеном, иногда нефелином следует относить к святоноситам. В Мире святоноситы известны:

В телах среди кальцитовых мраморов святоносской серии – Марковский и Эскольский массивы на п-ове Святой Нос; в слюдяном комплексе в районе карьера Перевал.

На контакте чарнокитоидов с доломит-кальцитовыми мраморами – Мало-Быстринский массив (Юго-Западное Прибайкалье).

В массивах габброидов – Лево-Безымянский, Буртуйский (Юго-Западное Прибайкалье), Верхнекаменский, Гутарский, Малоянгозинский, Сосновский (Присаянье), Кукуртский (Восточный Памир).

На контакте гранитов с мраморами – Согдиондонский массив мамско-оронского и ряд массивов конкудеро-мамаканского комплексов (Северное Прибайкалье).

В массивах нефелиновых и щелочных сиенитов – Сыннырский, Бамбуйский, Ботогольский (Северо-Восточное Прибайкалье); Тажеранский (Западное Прибайкалье); Дежневский (Чукотка); Фадью-Куда (Таймыр); Тежсар (Армения); Патомский (Горная Шория); Дахунурский и Чикский (Тува), а также на Тянь-Шане – в Туркестанском (Зардалек) и Алайском (Дара-Пиоз) хребтах, на Восточном Памире (Дункельдык).

В контактах вулканитов с известняками Армении (Сурбкарский массив), в трахитах и трахит-фонолитах США (Аризона), в лавах Италии (Везувий), Монголии (Мушугай-Худук).

В контактах мигматизированных сланцев гренвилльского комплекса с кальцитовыми мраморами Халибертон-Банкрофт (Канада, Онтарио).

Среди ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Швеции (Альне), Кольского полуострова (Африканда, Вуоярви), Восточной Сибири (Гули – Якутия, Белая Зима – Иркутская область), Канады (Ока – Квебек), США (Айрон-Хилл – Колородо), Бразилии (Якуперанга – Сан-Пауло), Норвегии (Фен).

В мире известно 50 мест находок святоноситов, 18 из них – в Байкальской провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Они известны в нежеописанных массивах.

Марковский и Эскольский массивы залегают согласно с вмещающей амфиболито-карбонатной толщей и друг с другом в виде изолированных тел в кальцитовых мраморах вне контактов с магматическими породами. Непосредственно в контактах мраморов со

святоносителями или сиенитами отмечаются соответственно гранат-пироксеновые или пироксеновые скарны [Левицкий, Петрова, 1982]. Присутствие гранат-пироксеновых скарнов в святоносителях, а пироксеновых – в сиенитах, с секущими их прожилками магматитов и наличие порфириобласт калиевого полевого шпата в скарнах, без следов изменений позволяет утверждать, что скарны образовались до кристаллизации магматических пород и поэтому относятся к редкому типу известковых скарнов магматической стадии. Выделяют: 1 – гранат-пироксеновые скарны; 2 – порфириовидные пироксеновые святоносители с реликтами скарнов; 3 – порфириовидные пироксеновые святоносители с гломеробластовой структурой; 4 – массивные пироксеновые святоносители; 5 – аплитовидные пироксеновые или амфиболовые святоносители [Левицкий, Петрова, 1982]. Порфириовидные святоносители являются автохтонными фациями, а аплитовидные – аллохтонными.

В районе Мало-Быстринского массива святоносители встречены: 1) непосредственно на контактах чарнокитоидов с кальцитовыми мраморами; 2) на некотором удалении от массива в изолированных телах среди мраморов вне видимых контактов с какими либо магматитами [Плюснин и др., 1991]. Среди святоносителей существуют различия: с порфириобластами калиевого полевого шпата и плагиоклаза, приуроченные к андрадит-пироксеновым породам; с гломеробластовыми обособлениями граната и пироксена среди лейкократовых минералов; массивные лейкократовые различия с порфириобластами граната и пироксена. Наиболее поздними являются секущие жилы крупнокристаллических пегматоидных святоносителей.

В Лево-Безымянском массиве доминируют габброиды, реже встречаются сиениты. Фиксируются переходы от пироксен-гранатовых различий с плагиоклазом к калишпат-плагиоклаз-пироксен-гранатовым породам и далее к различиям с преобладанием плагиоклаза и калишпата над гранатом и пироксеном, затем к аплитовидным святоносителям.

В долине р. Слюдянка (район карьера Перевал) в слюдянском комплексе святоносители известны в виде изолированных тел. Доминируют меланократовые плагиоклаз-калишпат-гранат-пироксеновые различия, приуроченные к краевым частям тел с переходами от святоносителей к лейкократовым сиенитам, наблюдаемым в центральных частях тел.

В Тажеранском массиве святоносители открыты недавно. Здесь они образуют тела субпластовой формы мощностью до 25 м и протяженностью до 250 метров на контакте мраморов с нефелиновыми сиенитами. Отмечаются включения святоносителей в сиенитах и нефелиновых сиенитах. Доминируют лейкократовые различия с нефелином. Контакты между нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами главных фаций массива со святоносителями постепенные, представляя единую зону взаимодействия между карбонатно-силикатной рамой и сиенитами.

Бамбульская интрузия слагает два массива Западный и Восточный. Вмещающие породы – известняки и доломиты нижнего кембрия. Западный массив сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, между которыми присутствуют гранатсодержащие породы. В Восточном массиве святоносители развиты между шонкинитами и известняками [Литвиновский, 1973; Конев, 1982].

Святоносители Северо-Байкальского нагорья ассоциируют с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса, образуя разные по размерам массивы. В Мамском поле мусковитовых пегматитов святоносителями сложены небольшие массивы, одним из них является Согдиондонский, известны и маломощные дайковые тела святоносителей.

В Кукуртском массиве Восточного Памира святоносители развиты вблизи кальцитовых мраморов на их контактах с габброидами. Они встречаются вместе с нефелиновыми породами, апокарбонатными пироксеновыми и гранат-пироксеновыми скарнами. Наблюдаются переходы к безнефелиновым различиям святоносителей с гранатом и (или) пироксеном.

Святоносители – щелочные породы, соответствующие всем типам сиенитов. По петрогеохимическим особенностям гранатсодержащие скарны по сравнению со святоносителями имеют повышенные содержания TiO_2 , железа, MgO , CaO , MnO , Ba , Zr , Sn , La , Ce , Nd , Zn , V , Co и пониженные – SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей, особенно $R_3Э$. При этом

наименьшие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , железа, MnO , MgO , CaO , Li , Sr , Be , La , Ce , Nd , Yb , Y , Zr , Zn , Cu , Cr , V , Ni , Co , Sc и наибольшие SiO_2 , K , Na , Rb , Ba , B , Pb , характерны для дифференцированных разностей святоноситов и сиенитов. Святоноситы автохтонных и аллохтонных фаций имеют наибольшую щелочнометалльность с преобладанием K_2O над Na_2O , повышенные количества CaO и железа. Специфической геохимической особенностью большинства святоноситов являются аномально высокие для магматических пород содержания CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Ba , Sr , Zr , TR и низкие Rb , Pb по сравнению с кларками кислых пород. Редкоэлементная специфика святоноситов отражает в каждом конкретном случае механизм их формирования. С одной стороны, повышенные содержания Ca и пониженные - Cr , Ni , Co , Sc , свидетельствуют об участии в их формировании корового протолита, а с другой стороны (высокие концентрации Ti , Ba , K , La , Ce , Pb , Sr , Nd , Zr) отражают роль мантийных источников.

Круг минералов слагающих святоноситы ограничен гранатом гроссуляр-андрадитового и пироксеном диопсид-геденбергитового рядов, высокожелезистым амфиболом, мезопертитовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, иногда нефелином. В святоноситах с нефелином гранат обогащен гроссуляровым миналом, пироксен – эгириновым. В святоноситах, залегающих в мраморах, в гранате доминирует андрадитовый, в основных сланцах – гроссуляр-альмандинный, а в пироксене – геденбергитовый миналы. Минералы святоноситов, как и минералы карбонатитов, обогащены Ti , что в гранатах проявляется в высокой доле шорломитового минала (1-10%). Для темноцветных минералов святоноситов характерны высокие (до 1%) содержания Zr и РЗЭ. Полевые шпаты обогащены Ba и Sr . В калиевом полевошпате: 0.7-4.53% BaO и 0.15-1.71% SrO и плагиоклазе: 0.22-0.33% BaO и 0.10-0.61% SrO .

Возраст святоноситов ЦАСП варьирует. В Южном Прибайкалье (Мало-Быстринский, Бургутуйский и Лево-Безымянский массивы) в Западном Прибайкалье (Тажеранский массив) он составляет 471 млн лет; в Восточном Прибайкалье (Эскольский и Марковский массивы) – 261 ± 21 и 273 ± 24 млн лет (Sm-Nd метод по минералам, В.П. Ковач) и 286 млн лет (U-Pb метод по сфену, Е.Б. Сальникова); в Северном Прибайкалье (конкудеро-мамаканский комплекс) – 294-296 млн лет (U-Pb метод по сфену, Е.Б. Сальникова). Наиболее древние возраста отмечаются вблизи фундамента Сибирской платформы, соответственно в ордовике вблизи Присяянского выступа и в карбоне – Алданского щита, а пермские датировки характерны для святоноситов внутренних частей ЦАСП. Формирование святоноситов Южного Прибайкалья близко к возрастам становления хамардабанского комплекса гранитоидов, Восточного Прибайкалья – баргузинского, Северного Прибайкалья – сыннырского.

Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ в массивах различается. Наиболее низкие значения величин $[T_{Nd}(DM)]$ (млрд лет) присущи святоноситам Восточного и Юго-Западного Прибайкалья – п-ва Святой Нос (1.2-1.44), Малобыстринского (1.49-1.51), Бургутуйского (1.41), Лево-Безымянского (1.45) массивов, а более высокие – святоноситам Северного Прибайкалья – Бамбуйского массива (1.74) и мамско-оронского комплекса (1.88-1.97 млрд лет). В целом, при приближении к Присяянскому выступу фундамента Сибирской платформы и Алданскому щиту, фиксируется отчетливое увеличение модельных возрастов $[T_{Nd}(DM)]$ святоноситов.

Изотопная Sm-Nd систематика святоноситов также свидетельствует об их формировании при корово-мантийном взаимодействии. Вариации отрицательных величин $\epsilon_{Nd}(T)$ (-1.57÷-10.89) указывают на существенную, но разную роль корового компонента при становлении святоноситов в массивах. При этом наименьшие отрицательные значения и большее влияние мантийных источников характерны для святоноситов Восточного и Юго-Западного Прибайкалья (от -4.97÷-1.57) по сравнению с Северным Прибайкальем (-10.89÷-7.99). Всегда породы главных фаций магматитов – граниты баргузинского комплекса, по сравнению со святоноситами, имеют более высокие отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ – соответственно -6.76 и -4.42÷-4.28; в чарнокитоидах Мало-Быстринского массива –

-3.86 и $-2.22 \div -3.53$. Это свидетельствует о большей доле мантийного материала в святоноситах по сравнению с гранитоидами главных фаций, где существенна роль коровых источников.

Отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в святоноситах ЦАСП при значительных различиях в геологическом положении и составе контактирующих сред варьируют незначительно (0.7051-0.7084). В целом, эти отношения наиболее близки к значениям, присущих образованиям, связанным с мантийными источниками. От ранних пород к поздним автохтонным и аллохтонным святоносителям в Бурутуйском массиве отмечается возрастание отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ от 0.7067 до 0.7080, а в массивах п-ова Святой Нос уменьшение от 0.7062 до 0.7051, в Малобыстринском от 0.7074 до 0.7053, в Лево-Безымянском массиве от 0.7073 до 0.7054. Понижение этого отношения указывает на возрастание доли радиогенного стронция и соответственно доли мантийного компонента в наиболее поздних аплитовидных или пегматоидных разновидностях святоносителей.

Формирование святоносителей в Байкальской провинции ЦАСП на ранних этапах (460-475 млн лет) происходило в постколлизийной, а на поздних (260-300 млн лет) во внутриплитной обстановках дискретно на протяжении 170 млн. лет под воздействием глубинного мантийного диапира при взаимодействии с коровыми источниками различного возраста. В целом, для святоносителей характерна: 1) приуроченность к внутриконтинентальным областям; 2) отсутствие связи с определенным типом магматитов; 3) формирование в высококальциевых средах – мраморах, габброидах; 4) залегание в телах любой формы – контактовых и жильных; 5) смена ранних меланократовых гранатсодержащих ассоциаций более поздними мезолитовыми с гранатом, пироксеном, плагиоклазом, калишпатом и далее лейкократовыми магматическими породами с этими же минералами; 6) влияние субстрата ранних пород на поздние магматические ассоциации; 7) сочетание со святоносителями безгранатовых пироксеновых сиенитов

Результаты изучения святоносителей Восточной Сибири свидетельствуют и том, что их формирование происходило при взаимодействии инфильтрационных потоков флюидов или магм мантийной природы с кальциевым протолитом, проявившихся в образовании метасоматически-магматогенных серий от меланократовых метасоматитов (*in situ*) до лейкократовых автохтонных и аллохтонных магматических разновидностей. Причинами широкого распространения святоносителей в Байкальской провинции ЦАСП являются: преобладание в составе протолита региона кальциевых сред; проникновение по зонам разломов мантийного вещества в виде флюидов; сочетание механизмов диффузионного замещения с доминирующим инфильтрационным подтоком. Все это, в конечном счете, ведет к формированию и кристаллизации святоносительных магм в контактах как с разными магматическими породами, так и в виде самостоятельных секущих тел.

Святоносители являются индикаторным и пока единственным типом пород, который позволяет наглядно и достоверно обосновать существование в природе механизма взаимодействия корового материала, представленного кальцитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами, габброидами, с глубинными мантийными потоками.

Литература

- Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1982. – 201 с.
- Левицкий В.И., Петрова З.И. Эволюция вещества при формировании святоносителей // Геохимия. 1982. № 10. С. 1525-1530
- Литвиновский Б. А. Новые данные об условиях формирования святоносителей (на примере гранатовых сиенитов Бамбульской интрузии. Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 42-47.
- Плюснин Г.С., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А., Кузнецова С.В. Rb-Sr - возраст и генезис сиенитов Быстринского массива в Юго-Западном Прибайкалье // ДАН СССР. 1991. Т. 316, №2. С. 440-443
- Eskola P. On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia// Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl. 1921. Bd. LXIII, avd A, № 1. 100 P.