ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Nº 6 / 2018

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора), Т.М.Папеско (зам. главного редактора), А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян, А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов, В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Содержание

МИНЕРАГЕНИЯ

Митрофанов Н.П. Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена Филиппов В.П., Краснов А.Н., Иванов Н.М. Основные черты геолого-металлогенической по- зиции комплексных золотоносных россыпей цен- тральной части Русской платформы и перспективы их освоения	3	Коковкин А.А., Иванов А.В., Тюленева В.М., Яшков И.А. Тектоника, сейсмотектоника и гидротермальный метасоматоз в новейшей структуре Волжского (Саратовско-Камышинского) правобережья: новые данные
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ		<i>Лихачев А.П.</i> Непроизвольная сущность геологических и других природных процессов и определяющая роль воды в их проявлении
Томиленко А.А., Чепуров А.А., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Туркин А.И., Чепуров А.И. Экспериментальное моделирование минералообра- зования в процессе преобразования серпентина в присутствии металлического железа и графита при <i>P-T</i> параметрах верхней мантии <i>Ходня М.С., Игнатов П.А., Лисковая Л.В.</i> Вещественные признаки карбонатных флюидо- взрывных образований Накынского алмазоносного поля Якутии	25	ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ 85-летие Александра Петровича Лихачева К 85-летию со дня рождения Анатолия Ивановича Кривцова <i>Минина Е.В., Никульшина Н.Л.</i> К 90-летию со дня рождения Льва Ивановича Ровнина
Жураев М.Н., Тураев Т.Н., Мухаммадиев Б.У. Геохимические особенности апогранитоидного вольфрамового оруденения (на примере нижнего яруса месторождения Яхтон)	43	Список статей, опубликованных в журнале «Оте- чественная геология» в 2018 г.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

51

67

77

79

83

87

Редакция: Т.М.Папеско, А.П.Фунтикова Компьютерная верстка А.В.Кондратьев

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 13.12.2018 Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1 Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology Сайт электронной библиотеки: http://elibrary.ru

Типография ФГБУ ЦНИГРИ

УДК 551.2/.3+553.08:553.45+553.463+553.462(470) © Н.П.Митрофанов, 2018

Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена

Н.П.МИТРОФАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского (ФГБУ «ВИМС»); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 31)

Анализ геодинамики и металлогении в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса позволил выявить общие закономерности размещения месторождений олова, вольфрама и молибдена в разных геодинамических обстановках, проблемы их несоответствия. Разрешение возможно при проведении прогноза и поиска рудных объектов, предусматривающих изучение предрудного, рудного и пострудного этапов их формирования. Каждому этапу соответствуют свои геодинамические обстановки: экзо-эндогенные базовые для источника рудного вещества, эндогенные рудогенерирующие и эндо-экзогенные разрушающие коренные и формирующие россыпные месторождения.

Ключевые слова: геодинамика, металлогения, олово, вольфрам, молибден.

Митрофанов Николай Павлович



vims-mitrofanov@mail.ru

Geodynamic problems of metallogeny of tin, tungsten, molybdenum

N.P.MITROFANOV (All-russian scientific-research institute of mineral resources named after N.M.Fedorovsky Federal state budgetary institution)

Analysis of geodynamics and metallogeny in the northwestern sector of the Pacific ore belt made it possible to reveal general patterns of tin, tungsten and molybdenum deposit location in different geodynamic settings, and the problems of their inconsistency. Permission is possible in the course of forecasting and prospecting for ore deposits that provide for the study of the premineral, mineral and postmineral stages of their formation. Each stage corresponds to its geodynamic conditions, basic for a source of ore matter, ore-generating endogenous and endogenous/exogenous destroying primary deposits and forming placer deposits.

Key words: geodynamics, metallogeny, tin, tungsten, molybdenum.

Геодинамика, изучавшая процессы формирования геологических комплексов, в том числе рудных, наиболее близко подводит нас к познанию генезиса месторождений. В Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса (СЗС ТРП) широко развиты гранитофильные месторождения олова, вольфрама, молибдена, закономерностям размещения которых с позиций геодинамического развития территории посвящена настоящая статья.

Выделением геодинамических обстановок, изучением их происхождения на Востоке России занимались большие коллективы отечественных и иностранных учёных [2, 7, 16, 18]. Они составили несколько дополняющих друг друга геодинамических карт, обобщённый автором вариант которых с небольшими изменениями и металлогенической нагрузкой показан на рис. 1. В основе карты лежат геодинамические обстановки кратонов, пассивных континентальных окраин, аккретированных к ним островодужных, океанических и других связанных с ними образований. Каждая из них является ответственной за металлогеническую специализацию слагающих их литодинамических комплексов [8, 13, 15 и др.], которые, являясь источником рудного вещества, в легенде карты названы базовыми. Они прорываются, «сшиваются» и перекрываются гранитоидными и вулкано-плутоническими комплексами, возникшими при коллизии и окраинно-континентальной субдукции. При переплавлении базового субстрата в коровых очагах осуществляется извлечение рудного вещества, дифференциация, концентрация в остаточных камерах и перенос магмо-газо-флюидами в область рудоотложения [10, 12]. В наземной обстановке магматические образования формируют протяжённые коллизионные интрузивные и надсубдукционные вулкано-плутонические пояса и отходящие от них поперечные ряды малых интрузий, экструзий, даек. Участвуя в генерации оруденения, они в зависимости от своей природы и специфики субстрата локализуют месторождения разной формационной принадлежности. В легенде карты коллизионные и надсубдукционные литодинамические комплексы отмечены как рудогенерирующие.



Рис. 1. Карта геодинамических комплексов и месторождений Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. *По работам* [2, 7, 16] с дополнениями автора:

1-7 – литодинамические комплексы: 1-3 – базовые: 1 – кратонные: а – метаморфического фундамента и б – осадочного чехла, 2 – континентальные: а – пассивной континентальной окраины, б – аккреционных призм, сложенных преимущественно континентальными отложениями, 3 – океанические: а – островодужно-океанические, б – аккреционных призм, сложенных преимущественно островодужно-океаническими породами, 4 – осадочных бассейнов, 5–7 – рудогенерирующие: 5 – коллизионных гранитоидов: *а* – массивов продольных поясов и *б* – штоков и даек поперечных рядов, *6*–7 – надсубдукционных: 6 – вулкано-плутонических поясов: a – кислого и 6 – основного–среднего составов, 7 – интрузивных: a – продольных поясов, б – поперечных рядов; 8 – тектонические швы зон коллизии: а – жёсткой и б – мягкой; 9 – тектонические нарушения: *а* – надвиги, *б* – уступы кайнозойских рифтов; 10–14 – месторождения формаций (знаком и номером показаны крупные, индексом – поля средних и мелких): 10 – полиметалльно-оловянной (1 – Чурпунньа, 2 – Депутатское, 6 – Валкумейское, 12 – объекты Комсомольского района, 16 – Кавалеровского района) и россыпи тектонических уступов (3 – Терехтяхская и др.), 11 – вольфрам-оловянной (4 – Одинокое, 5 – Титовское, 7 – Пыркакайские штокверки, 8 – Иультинское, 11 – Правоурмийское, 14 – Тигриное), 12 – полиметалльно-вольфрамовой (10 – Агылкинское, 13 – Восток 2, 15 – Скрытое), 13 – молибден-вольфрамовой и молибденовой, 14 – медно-молибденовой (9 – Песчанка); 15 – границы оловоносных провинций: Д – Дальневосточной, Я – Яно-Колымской, Ч – Чукотской; на вставке: континентальные плиты: І – Чукотская, ІІ – Сибирская, ІІІ – Амурская, заштрихована – Евразийская; пунктир – граница между Внутренней (континентальной) и Внешней (формирующейся континентальной) мегазонами Тихоокеанского рудного пояса

Совмещение на карте базовых и рудогенерирующих комплексов с известными месторождениями демонстрирует общую закономерность размещения полезных ископаемых. Месторождения олова локализуются в обстановках пассивной континентальной окраины (Валькумейское, Депутатское, Солнечное и др.), медномолибденовые – в островодужно-океанических (Песчанка, Лора, Попутное и др.), молибденовые – в кратонных (Бадис, Вечернее, Умальтинское). В пассивных окраинах коллизионные интрузиии генерируют месторождения вольфрам-оловянной* (Иультинское, Одинокое, Тигриное и др.), а надсубдукционные вулкано-плутонические – полиметалльно-оловянной формаций (Валькумейское, Фестивальное, Дубровское и др.).

Месторождения вольфрама наблюдаются во всех обстановках. Являясь комплексными, они в связке с коллизионными интрузиями на пассивных континентальных окраинах создают месторождения вольфрам-оловянной формации (Иультинское, Одинокое и др.), в островодужно-океанических – полиметалльновольфрамовой (скарновой) формации (Восток 2, Лермонтовское, Скрытое и др.). К последней отнесено близкое по составу Агылкинское скарновое месторождение вольфрама, которое локализовано на пассивной континентальной окраине. Чаще в обстановке пассивной окраины вольфрам встречается как попутный компонент в месторождениях полиметалльно-оловянной формации (Лунное, Черпуннья, Фестивальное).

Собственно молибденовые объекты в кратонных обстановках порождаются как надсубдукционными (Чукотский, Омолонски, Охотский кратоны), так и коллизионными гранитоидными комплексами (Алдано-Становой, Буреино-Ханкайский кратоны). Месторождения молибдена (Весёлое, Вечернее, Умальтинское и др.) формируются там, где субстрат кратонов сложен ортометаморфидами, развитыми по магматическим породам. В таких обстановках молибдену иногда сопутствует вольфрам (Гетканчикское месторождение). Однако на участках кратонов, сложенных параметаморфидами, возникшими за счёт осадочных пород, при тех же процессах формируются месторождения олова тоже с сопутствующим вольфрамом. Такие обстановки наблюдаются на восточной окраине Амурской континентальной плиты [12]. В южной части её Буреинского кристаллического выхода расположено Хинганское олово-порфировое (по С.М.Родионову, 2005) месторождение, связанное с Хингано-Олонойским вулкано-плутонческим поясом. А южнее в Ханкайском кристаллическом массиве мелкие разноформационные оловорудные и вольфрам-оловорудные объекты генерированы разновозрастными коллизионными, возможно, и надсубдукционными гранитоидами (Первомайское, Чапаевское, Ярославское) [4, 6].

Более тщательный анализ геодинамических обстановок с учётом их возрастных уровней и систематизации рудных объектов позволил российским учёным объединить месторождения олова, вольфрама и молибдена в металлогенические пояса, тем самым сузив прогноз и поиски конкретных рудных объектов на конкретных площадях [2, 16]. При общем положительном эффекте описываемые региональные исследования поставили новые вопросы и проблемы в соотношении геодинамических реконструкций и намеченных закономерностей размещения полезных ископаемых.

Так, на севере Якутии в Яно-Полоусном поздненеокомско-аптском субдукционном металлогеническом поясе [16], протягивающемся от Верхоянья до Чукотки вдоль северной границы Колымо-Омолонского супертеррейна, выделяются зоны с разной металлогенической специализацией: Яно-Адычанская (Sn, W), Полоусная (Au, Cu, W), Улахан-Тасская (Au, Sn, Mo) и Нижне-Колымская (Cu, Mo, Au). Если специализацию меди с вольфрамом и олова с молибденом в центральных зонах ещё как-то можно объяснить их нахождением в граничном коллаже Верхоянской пассивной окраины с островдужно-океаническим Колымо-Омолонским супертеррейном, то совершенно разную металлогению в краевых зонах пояса, сложенных континентальными пассивноокраинными комплексами, воспринять трудно. Ещё более сложно понять геодинамическую историю площади, где на субдукционный пояс накладывается постаккреционный Восточно-Якутский металлогенический пояс юрско-мелового возраста. Здесь в базовой обстановке пассивной окраины Центрально-Полоусной зоны локализуются крупные месторождения – Депутатское полиметалльно-оловянной и Одинокое вольфрам-оловянной формаций, но их разная рудогенерация никак не трактуется. Такая же металлогеническая проблема, необъясняемая геодинамикой, наблюдается в Чукотском металлогеническом поясе. В пассивноокраинных обстановках его Чаунского субтеррейна широко развиты месторождения олова, а в Анюйском субтеррейне они отсутствуют [4], при этом на его территорию прослеживается медно-молибденовое оруденение из Нижне-Колымской зоны. Не менее спорная геодинамическая обстановка наблюдается в Сихотэ-Алинском орогенном поясе. В нём выделяются два крупных террейна – Баджальский и Самаркинский, сложенные образованиями аккреционных призм юрской зоны субдукции. В меловое время они прорывались меловыми коллизионными гранитоидами и надсубдукционным вулкано-плутоническими образованиями. Однако при родственных базовых и рудогенерирующих режимах в охватывающих их Хингано-Охотском и Самаркинском металлогенических поясах локализованы крупные месторождения разной

 ^{*} Названия формаций олова приведены по классификации А.Б.Павловского, 1993; молибдена – В.Т.Покалова, 1984; вольфрама – Ф.Р.Апельцина, 1983.

формационной принадлежности: в первом вольфрамоловянной (Правоурмийское) и полиметалльно-оловянной (Соболиное, Фестивальное и др.), во втором полиметалльно-вольфрамовой (Восток 2, Скрытое и др.). Несмотря на хорошую изученность территорий, проблема генезиса генерирующих их гранитоидов с геодинамических позиций остаётся открытой. В этой дискуссии реконструкция трансформой континентальной окраины калифорнийского типа в Сихотэ-Алинском регионе не проясняет проблему.

Приведённые характеристики металлогенических поясов указывают на разноречивую связь полезных ископаемых с некоторыми геодинамическими реконструкциями и рудогенерирующими режимами. Как видно, использование их даже на региональном уровне для прогноза и поисков требует прояснения. К сожалению, на локальном уровне, наиболее важном для выявления и оценки месторождений, изучением геодинамики, которая, согласно В.И.Хаину [17], синтезирует в себе данные всех основных наук о Земле – геологии, геофизики, геохимии, - мало кто занимается. Чтобы разобраться в нестыковках, препятствующих пониманию закономерности между геодинамическими обстановками и металлогенией, и вникнуть в существо и последовательность событий, ведущих к формированию месторождений, а следовательно, к более надёжному прогнозу полезных ископаемых, предлагается использовать методологию, представленную в работах автора [9-12]. Её основа – положение о том, что месторождения полезных ископаемых появляются в земной коре и распознаются на поверхности в результате последовательных проявлений геодинамических событий на предрудном, рудном и пострудном этапах.

Геодинамические события предрудного этапа. На предрудном этапе геодинамические процессы формируют осадочные и вулканогенно-осадочные базовые литодинамические комплексы, являющиеся источником рудного вещества. Его особенности заключаются в том, что литодинамические комплексы сформировались в обстановках пассивной континентальной окраины и аккретированных к ним островодужноокеанических, претерпевших в зоне конвергенции плит интенсивную тектонизацию и скучивание, а в кратонах полный или значительный метаморфизм.

На иллюстрируемой карте в предрудных окраинноконтинентальных обстановках, литодинамические комплексы которых представлены терригенными отложениями, снесёнными с материков, локализуются месторождения олова, а в аккретированных к ним островодужно-океанических образованиях – месторождения молибдена. В Сихотэ-Алинской орогенной области это сопоставление и широкое распространение месторождений олова в Баджальском террейне (Правоурмийское, Соболиное, Фестивальное и др.) ставят под сомнение реконструкцию его как фрагмента юрской аккреционной призмы, сложенной преимущественно океаническими породами. А.И.Ханчук, В.В.Голозубов и другие авторы такой реконструкции представляют строение террейна как «чередования пачек слоистых терригенных пород (мощностью от 50 до 400 м), сложенных ритмично переслаивающимися песчано-алевролитовыми породами и горизонтами хаотического строения (от 100 до 600 м), содержащих разновеликие глыбы и обломки базальтов, каменноугольно-пермских известняков, пермских и триасовых кремней, сцементированных алевропсамитовым и алевропелитовым материалом» [2, стр. 177]. Возраст терригенных отложений принят как послетриасовый. Мощность аккреционного комплекса составляет более 4 км.

Горинскую (восточную) часть Баджальского террейна занимает Комсомольский оловорудный район. В 1970-е годы крупномасштабными геологосъёмочными работами было установлено, что он сложен дислоцированными, но относительно монотонными алевролито-песчаниковыми толщами, часто имеющими флишоидное строение [3]. Монотонность толщ нарушается вулканогенно-осадочными горизонтами. Они состоят из деформированных обломков и линз кремнистых, кремнисто-глинистых пород, диабазов, их туфов и туффитов, осадочных брекчий, будинированных песчаников, находящихся в хаотических взаимоотношениях и связанных алевролитовым материалом. Границы горизонтов осложнены тектоникой. Их мощность крайне невыдержанна, измеряется десятками метров, в максимуме, не превышая 150 м. Общая мощность терригенных толщ в районе оценивается в 5600 м. Суммарная мощность вулканогенно-осадочных горизонтов в разрезе не больше 500 м. Если добавить преимущественно кварц-полевошпатовый и аркозовый состав песчаников, присутствие в них углефицированных растительных остатков и прослоев углей, то приведённая характеристика убеждает, что основой Баджальского террейна являются терригенные отложения пассивной континентальной окраины. Изучая геохимию терригенных пород, В.Л.Барсуков (1966) и И.Н.Говоров (1966) установили в них повышенные содержания олова (13-16,5 г/т). Последнее определяет их как базовый источник для оловянных месторождений района. Тем не менее присутствие горизонтов хаотического строения позволяет отнести Баджальский террейн к образованиям аккреционной призмы, но преимущественно сложенной турбидитами пассивной континентальной окраины с незначительным количеством океанических пород, что отображено на карте.

Сопоставляемый с Баджальским Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы находится в центральной части Сихотэ-Алинской орогенной области. Выполняющие его терригенные и вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения тектонически нарушены и перемешаны. В центральной части террейна в его детально изученных тектоно-стратиграфических разрезах выделены комплексы [2]: Тудовакский (алевролиты, микститы с кремнями, реже базальтоидами, мощность 2000-3200 м), Усть-Журавлевский (гидротектониты тектонизированные алевролиты и олистостромы с алевролитовым матриксом, включающие в хаотическом скучивании фрагменты разрезов разновозрастных кремнистых пород, глыб известняков, пластины базальтов, габброидов, гранитов, перемежаемые пачками аркозовых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов, до 4000 м), Удековский (переслаивание песчаников и алевролитов, 1000 м), Себучарский (базальты, гипербазит-габбровые офиолиты, микститы, около 3000 м). На юге террейна выделен Окраинно-Сергеевский комплекс (интрузивно-метаморфические породы додевонского основания, перекрытые скученными вулканогенно-осадочными отложениями девон-юрского возраста, 6000 м). На севере террейна широко распространён олистостромовый Ареадненский комплекс, по составу и строению сходный с Усть-Журавлевским. Общая мощность литодинамических комплексов Самаркинского террейна достигает 15 000 м. Средние содержания вольфрама в терригенно-кремнисто-эффузивных толщах района месторождения Восток 2 превышают 3 г/т (Ю.Г.Иванов, 1974). В названных комплексах террейна, которые ранее датировались палеозоем, среднее содержание металла И.Н.Говоровым (1977) определено в 2,8 г/т, а в отдельных терригенных и кремнисто-глинистых толщах достигает 3,3-3,5 г/т, то есть в два раза выше кларка. Состав и взаимоотношения в террейне разных по происхождению комплексов свидетельствуют о его образовании на границе пассивной континентальной окраины со смешанными с ней островодужными и океаническими образованиями. Объём последних превышает объём терригенных отложений континентальной окраины. Террейн по праву отнесён к «аккреционной призме, сложенной преимущественно океаническими породами с основным цементом окружающих турбидитов» [18].

В границах Самаркинского террейна выделена Центрально-Сихотэ-Алинская вольфраморудная минерагеническая зона [6]. В ней локализованы крупные месторождения вольфрама (Восток 2, Скрытое), средние (Беневское, Лермонтовское) и многочисленные более мелкие объекты, рассредоточенные по всей территории, с большей группировкой там, где распространены олистостромовые толщи. В террейне встречаются мелкие оловянные и вольфрам-оловянные объекты (Распашное, Наумовское, Рудное), редко проявления вольфрама или меди с молибденом (Скалистое, Малахитовое). Присутствие рудных проявлений олова и молибдена объясняется скученностью в террейне отложений разной природы. Преобладающее островодужно-океаническое наполнение и доминирующая вольфрамовая специализация Самаркинского террейна резко отличают его от Баджальского террейна с преобладающим континентальным наполнением и преимущественно оловянной специализацией. Металлогения

убеждает – с полной параллелизацией их природы согласиться нельзя.

Сихотэ-Алинская орогенная область – пример закономерности размещения разных полезных ископаемых в череде сменяющих друг друга разных геодинамических обстановок. Поэтому для полноты картины дополним её характеристиками базовых литодинамических комплексов, слагающих Журавлевский, Кемский и Таухинский террейны [2], расположенных к востоку от Самаркинского.

Журавлевский террейн отделён от последнего Центрально-Сихотэ-Алинским тектоническим швом. Сложен он терригенными отложениями пассивной континентальной окраины мелового возраста, мощность которых превышает 10 000 м. Специализация осадочных отложений здесь, как и во всех пассивно-окраинных обстановках СЗС ТРП, оловянная [6, 15]. Её особенность в том, что на западе террейна месторождения олова сопровождаются вольфрамом (Тигриное, Забытое и др.), на востоке сопровождение переходит к полиметаллам (Дальнетаежное, Хрустальное и др.).

Литодинамический комплекс Кемского террейна, занимающий прибрежную полосу Сихотэ-Алинской складчатой области, представлен образованиями меловой островной дуги, аккретированной к Журавлевскому террейну, сложенному цепочками ареалов преимущественно вулканогенных пород, окружённых вулканогенно-осадочными отложениями. Вулканиты представлены лавами, брекчиевыми лавами, гиалокластитами и подводными туфами базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Для вулканогенно-осадочных отложений характерно чередование и переслаивание пачек мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с горизонтами вулканомиктовых пород и вулканитов основного состава. Мощность комплекса около 5000 м. По основной специализации в его пределах выделен Cu-Mo (Pb-Zn) металлогенический пояс с небольшими медно-молибденовыми месторождениями (Нестеровское, Сухой ручей, Пластунское).

Кемский террейн в прибрежной зоне на юге сменяется Таухинским. Он представляет мощную аккреционную призму с олово-свинцово-цинковой базовой специализацией [2, 6]. Она возникла в результате столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента. На севере террейна (Дальнегорскиий район) призма сложена неоднократно перетасованными и взаимопроникающими толщами алевро-песчаников, флишоидов юрского-раннемелового возраста и кремнистых, кремнисто-туфогенных пород триас-юрского возраста, погружённых в меланж тех же пород с крупными олистолитами пермских и триасовых кремней, известняков, лав среднего и основного составов. Общая мощность призмы достигает 13 000 м. В центральной части района находятся крупные свинцово-цинковые месторождения (Верхнее, Николаевское и др.). На западе, где начинают преобладать терригенные отложения, локализованы многочисленные оловополиметаллические месторождения (Смирновское, Южное, Высокогорское и др.).

В Сихотэ-Алинской орогенной области по тектонической позиции базовых террейнов и их металлогенической специализации намечается чёткая зональность от Амурского кратона к Охотскому морю. На западе Баджальский террейн аккреционной призмы с преобладанием терригенных отложений пассивной окраины имеет оловянную специализацию. В центральной части области Самаркинский террейн аккреционной призмы, выполненной преимущественно океаническими и островодужным образованиями, характеризуется вольфрамовой специализацией. Смежный с ним с востока Журавлевский террейн пассивной континентальной окраины в соответствии с геодинамической обстановкой имеет оловянную специализацию. На востоке в прибрежной зоне Кемский островодужный террейн характеризуется медно-молибденовой специализацией, а Таухинский террейн аккреционной призмы - свинцовоцинковой, переходящей на периферии в олово-полиметаллическую. Таким образом, Сихотэ-Алинскую орогенную область на северо-западе Тихоокеанского рудного пояса можно отнести к эталонному полигону по различию предрудных геодинамических обстановок и соответствующей им специализации базовых литодинамических комплексов.

Как показано в начале статьи, обозначенное эталонное соответствие подтверждено во всех геодинамических обстановках, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными литокомплексами, в которых размещаются месторождения олова и молибдена в рассматриваемой части Тихоокеанского пояса. Исключением является только положение обозначенной выше Нижне-Колымской медно-молибденовой зоны в Анюйском субтеррейне Чукотского террейна пассивной континентальной окраины. Анюйский субтеррейн выполнен осадочными отложениями триасового возраста. Нерасчленённые нижне-среднетриасовые представлены чёрными сланцами, зеленовато-серыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками, переслаивающимися с филлитизированными алевролитами, кремнисто-хлоритовыми и кремнисто-глинистыми сланцами, серо-зелёными туфитами и туфами основного состава, спилитами. Отложения включают блоки и пластины палеозойских мраморизованных известняков, кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсовидных песчаников и алевролитов, мощность до 1400 м [5]. Отложения верхнего триаса внизу образованы преимущественно чёрными сланцами и алевролитами, а вверху туфогенными песчаниками, переходящими в туффиты и туфы андезитового состава, мощностью 3000 м. Перекрывающие их отложения верхней юры представлены осадочно-вулканогенными образованиями мощностью до 800 м. Таким образом, вещественное наполнение субтеррейна скорее всего соответствует аккреционной призме, сложенной преимущественно островодужными породами. Тогда положение в нём медно-порфирового рудопроявления Водораздельное [16] и отсутствие месторождений олова становятся объяснимыми.

Из изложенного следует, что при прогнозных и поисковых работах на локальных площадях, сложенных дислоцированными толщами хаотического строения, для подтверждения нахождения площади в той или иной базовой геодинамической обстановке и определения её специализации необходимо на предрудном этапе проводить изучение разрезов, слагающих её отложений, сопровождая его непрерывным геохимическим опробованием.

Геодинамические процессы рудного этапа. На рудогенерирующем этапе магматические процессы переплавляют базовый субстрат в коровых очагах, мобилизуют из него рудное вещество, концентрируют в остаточных камерах и создают условия для его транспортировки в область рудоотложения.

Геодинамические палеореконструкции территорий СЗС ТРП для мелового и палеогенового времени показывают, что происхождение гранитофильных месторождений во Внешней мегазоне сектора (см. рис. 1, вставка) обязано двум гранитообразующим процессам - раннемеловому коллизионному и позднемеловому надсубдукционному на активной континентальной окраине, а во Внутренней мегазоне – палеогеновому надсубдукционному [7, 12]. В первой находятся все промышленные, в том числе крупные месторождения вольфрама, молибдена и олова, во второй - только их мелкие объекты. Разная интенсивность оруденения в мегазонах отображена в разной масштабности гранитоидного магматизма и прямо коррелируется с тектонической активностью тихоокеанских плит [1, 17]. В мезозое максимальная интенсивность океанского спрединга приходится на меловой период, для середины которого индекс активности определяется в 1,23. В палеогене активность уменьшается, имея всплеск лишь в эоцене (индекс 0,82). С интервалами наибольшей тектонической подвижности (соответственно, 131-65 и 54-35 млн. лет) совпадает и наибольшая интенсивность оруденения этих периодов [4]. Приведённые цифры свидетельствуют о том, что геодинамические процессы и рудообразование связаны единой генетической нитью. Разновременное проявление разных рудогенерирующих геодинамических режимов во Внешней мегазоне позволяет подразделить рудный этап на коллизионный и субдукционный подэтапы.

В коллизионном процессе различают жёсткий и мягкий типы (В.Н.Пучков, 2001). Наиболее близко условиям жёсткой коллизии соответствует столкновение Сибирской плиты с Колымо-Омолонским микроконтинентом. В супракрустальной зоне столкновения сформировались Колымский пояс крупных гранодиорит-гранитных массивов колымского комплекса и отходящие от него в сторону континента поперечные ряды небольших гранодиорит-гранитных и диорит-гранодиорит-гранитных интрузий кестерского, янского и других комплексов [12, 16]. Пространственная связь пояса и поперечных рядов свидетельствует о том, что деформации и зарождение гранитоидных очагов, возникающих при столкновении, происходили не только в сутурной зоне, но и в глубине Сибирского континента. Составы коллизионных интрузивов и продуцированных ими месторождений зависят от глубины зарождения магматического очага и происхождения субстрата, в котором происходило его развитие. В Северной ветви Колымского гранитоидного пояса, где массивы расположены среди турбидитов континентального склона (Полоусненский террейн), их составы преимущественно гранитные, и с ними связаны месторождения вольфрам-оловянной формации (Одинокое, Полярное и др.). Южнее ветвь входит в гетерогенный субстрат сутурной зоны, в массивах начинают преобладать гранодиориты, а в юрских турбидитах локализуются оловянные месторождения с большим содержанием сульфидов, позволяя относить их к полиметалльно-оловянной формации (Дьяхтардах, Укачилкан и др.). Восточнее массивы ветви размещаются в палеозойских терригенно-карбонатных блоках, сорванных с материкового фундамента и смешанных с островодужно-океаническими образованиями Колымо-Омолонского микроконтинента. Их состав становится пёстрым, варьируя от кварцевых диоритов-монцодиоритов до адамелитов-гранитов. Во вмещающих адамелиты отложениях отмечаются олово-полиметаллические проявления, а внутри монцонитоидных тел и окружающих скарнах появляются рудопроявления молибдена (Тогучак, Кандидатское).

В Главной ветви Колымского пояса наиболее чётко проявлена дивергентная структура зоны столкновения [16]. Она выражена в веерообразном расхождении разрывных нарушений и надвигов в стороны от сутурной зоны. В её центре расположены выведенные на поверхность палеозойские блоки шельфовых терригенно-карбонатных пород, перемежаемые с вулконогенно-кремнисто-терригенными толщами мезозойского возраста. Со стороны Колымо-Омолонского микроконтинента они ожерельем фрагментов омулевского террейна окаймляют зону столкновения. Гранитоиды массивов здесь отличаются повышенной основностью. В контактовых зонах с карбонатами они генерируют скарновые месторождения олова. На севере пояса в магнезиальных скарнах Титовского месторождения главными оловоконцентратами являются бораты. В крупных вонсенит-людвигитовых залежах средние содержания олова 0,35-0,40%. В замещающих их известковых скарнах возникают пайгеит-гулситовые руды, содержания поднимаются до 1,5-2,0%, везде их сопровождает магнетит. Запасы металла крупные. На месторождении Чибагалах в скарнах, выполняющих провесы кровли гранитоидного массива, оловоносны в основном минералы

известковых скарнов (гранаты и др.). Основной интерес представляют наложенные на них мусковит-кварцевые грейзены и аксинит-актинолитовые метасоматиты, содержащие касситерит в рудных концентрациях. На юге Главной ветви находится оловорудное месторождение Каньон. Оно локализовано в провесах кровли гранитного массива, прорывающего карбонатно-терригенные отложения пермского возраста. Рудные тела пространственно совпадают с залежами оловоносных скарнов и роговиков. Рудообразование связано с наложенной грейзенизацией и с последующей сульфидизацией.

Основная часть гранодиорит-гранитных массивов Главной ветви пояса размещается в юрских флишоидных отложениях верхоянского комплекса, выделенных вокруг сутурной зоны как Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина (см. рис. 1). В центре зоны, где гранитоиды находятся в ещё смешанном континентально-океаническом субстрате, с ними ассоциируют небольшие месторождения олова полиметалльно-оловянной формации (Сидоровское, Дапир). Западнее их коровые очаги, развиваясь в триас-юрских отложениях пассивной окраины, генерировали редкометалльные вольфрам-оловянные месторождения (Кере-Юрях, Бургавли, Бутугычаг и др.). В отходящих далее на запад от пояса поперечных рядах (Дербеке-Негельсинский, Тирехтяхский, Эге-Хайский и др.) с диорит-гранодиорит-гранитными штоками и дайками янского комплекса связаны месторождения полиметалльно-оловянной формации (Илинтас, Алыс-Хая, Аномальное и др.). Вблизи пояса на востоке Эге-Хайского ряда с этими интрузиями совмещены штоки редкометалльного кестерского комплекса. Это отобразилось совмещением в ряду месторождений как полиметалльно-оловянной (Улахан-Эгелях, Хотон-Хая, Эге-Хая), так и редкометалльной вольфрам-оловянной (Кестер, Хонор) формаций. Рудогенерирующие очаги этих комплексов, используя одну разрывную структуру, зарождались на разных уровнях земной коры [10]. Результаты петрологических исследований интрузий всех ветвей и рядов Колымского пояса позволили В.С.Шкодзинскому считать их коровыми, образовавшимися в результате коллизионного процесса [16]. Следовательно, можно предположить, что крупное Депутатское и окружающие его месторождения полиметалльно-оловянной формации, как и месторождения вольфрам-оловянной формации (Одинокое и др.), находящиеся в сфере пояса, сформировались в результате единого коллизионного процесса, коровые очаги которого находились на разных уровнях земной коры в разном субстрате, обусловив формационное различие гранитоидных комплексов и оловянных месторождений. По-видимому, подобным происхождением может быть объяснена проблема образования скарнового Агылкинского месторождения полиметалльно-вольфрамовой формации и полиметалльно-оловянных Эрикагского и Сосукчанского месторождений в Томпонской металлогенической зоне на западе Верхоянской пассивной континентальной области, где отмечается близкое стояние кристаллического фундамента к поверхности.

Мягкий тип коллизии - это столкновение континентальной плиты с океанической, в край которой впаяны субконтинентальные окраинноморские и строводужные образования, делающие её верхнюю часть плавучей. На основе данных о реологической расслоенности литосферы Л.И.Лобковского (1988), расчётами В.П.Пана и Ю.П. Змиевского (1992) показано, что океанические и континентальные плиты состоят из верхней упругой и нижней пластичной частей. Мощность упругой части окраины континентальных плит, включающей «гранитный слой», не превышает 15 км. Мощность упругой части океанических плит около 25 км. Внутри неё на границе «базальтового» и «перидотитового» слоёв фиксируется высокопластичный слой. При столкновении плит жёсткий гранито-метаморфический клин рассекал по слою океаническую плиту. Её верхняя упругая часть с островодужными образования сминала осадочные отложения пассивной континентальной окраины, нижняя, заклинивая зону субдукции, компенсационно деформировала образования нижней пластичной части континентальной плиты. Всё это приводило к утолщению континентальной коры, что наблюдается в рудных провинциях СЗС ТРП [12]. На месте конвергенции плит не было упора и условий для формирования коллизионных интрузий. Они создавались внутри континентальной коры на тектонических швах-уступах, где обычно отмечается её максимальная мощность. Деформации и диссипативный разогрев на уступе инициировали зарождение коровых магматических очагов, которые, разрастаясь вверх, формировали вдоль швов пояса коллизионные массивы внутри континентальной плиты [10]. По такому сценарию развивались в раннем мелу пояса гранит-гранодиоритовых массивов иультинского комплекса вдоль Куветского шва в Чаунской зоне на Чукотке. С ними связаны вольфрам-оловянные месторождения Иультинское, Светлое и др. Аналогично происходило становление на рубеже раннего и позднего мела гранодиорит-гранитных массивов татибинского комплекса в Центрально-Сихотэ-Алинском тектоническом шве Приморья. Этот шов, амплитуда вертикального смещения по которому достигает 5 км (В.В.Аргентов и др. 1976), отделяет Самаркинскую зону, сложенную хаотическими образованиями аккреционного клина, от Журавлевской с турбидитами континентального происхождения. Татибинские гранитоиды в первой имеют пёстрый состав, варьирующий от монцодиоритов до гранитов. Они генерировали крупные вольфрамовые месторождения Восток 2, Скрытое. Во второй в массивах преобладают граниты и лейкограниты, с которыми ассоциируют месторождения оловянно-вольфрамовой формации (Тигриное, Забытое).

В сходных условиях мягкой коллизии формировался пояс гранит-гранодиоритовых массивов баджальского комплекса, контролируемых субмеридиональным Тастахским тектоническим швом, отделяющим образования Буреинского кратона от Баджальского террейна. В пределах последнего с Верхне-Урмийским гранитным массивом генетически связано вольфрам-оловянное Правоурмийское месторождение. К северу от него в крупном Дуссе-Алинском массиве выявлены многочисленные, но мелкие месторождения той же формации (Усманское, Верхне- и Средне-Ипатинские и др.). Вблизи шва вскрыто и Янканское молибденовое месторождение, появление которого можно объяснить гетерогенностью фундамента Баджальского террейна, сложенного породами Буреинского кратона. В самом кратоне в гранитах зоны Тастахского шва локализовано Умальтинское молибденовое месторождение.

Близкими к производным мягкой коллизии являются гранитоидные массивы Станового плутонического пояса, образовавшегося в позднемезозойское время в обстановке сближения Сибирского и Амурского континентов и закрытия Монголо-Охотского океана [2]. Гранитоиды пояса генерируют месторождения молибденовой (Базис, Веселое и др.), реже молибден-вольфрамовой (Гетканчикское) формаций.

Последовавшие за коллизионными субдукционные процессы позднего мела-палеогена [2, 10] сформировали на активных континентальных окраинах протяжённые надсубдукционные вулкано-плутонические пояса – Охотско-Чукотский, Нижнеамурский, Восточно-Сихотэ-Алинский и др. Магматиты поясов характеризуются пёстрым составом, соотносящимся с составом субстрата, который находится в их фундаменте. При положении в фундаменте островодужных и океанических образований, что наблюдается во фронтальных зонах поясов, в их составе преобладают натриевые магматиты среднего и основного составов. В тыловых зонах поясов, наложенных на континентальные образования, доминируют кислые калий-натровые магматиты с характерным увеличением содержания кремнекислоты и калия вглубь континента. Интрузивные фации на фронте поясов представлены породами габбро-тоналит-плагиогранитной формации, крупные массивы которых вытягиваются вдоль них и выделяются в тимкивеемский, охотский, нижнеамурский, прибрежный и другие комплексы. Повышенная основность и натриевость гранитоидов предопределили появление оруденения медно-молибденовой формации (Песчанка, Вечернее, Лора, Попутное и др., И.Ф.Мигович и др., 2015). В тыловых зонах поясов и в отходящих от него поперечных рядах развиваются небольшие интрузии габбро-гранодиорит-гранитной формации, объединяемые в валькумейский, омсукчанский, силинский, приморский и другие комплексы. Гомодромное развитие комплексов, калиевый состав поздних интрузий обусловили связь с ними месторождений полиметалльно-оловянной формации, достигающих крупных размеров (Валькумейское, Солнечное, Дубровское и др.). В них оловянному оруденению сопутствует вольфрамовое и полиметаллическое, иногда достигающие промышленных концентраций (Фестивальное, Перевальное, Силинское и др.). Возникновение коровых очагов надсубдукционных гранитоидных комплексов обязано тепломассопотокам, поступающим от погруженной в мантию зоны субдукции [8, 17]. Их зарождение происходило на разделе Мохоровичича, далее они самопроизвольно разрастались, пронизывая континентальную кору. Наибольшие масштабы очагов достигали в подготовленных (тектонически нарушенных и др.) к анатектическому плавлению отложениях пассивных континентальных окраин и аккреционных зон.

С надсубдукционными гранитоидами Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, где его образования накладываются на Охотский и Омулевский кратонные массивы, связаны многочисленные рудопроявления молибдена, соответственно, в Нютском (Кварцевая сопка, Левоатыканское, Мана и др.) и в Коркодон-Наяханском (Вечернее, Хрустальное, Аксу и др.) рудных районах. Все они представляют штокверковые зоны, развитые в приконтактовых зонах интрузий. Помимо молибденита в них присутствуют вольфрамит, а также халькопирит. Из-за присутствия последнего они сопоставимы с медно-молибденовыми проявлениями, широко развитыми в островодужных образованиях вокруг кратонных террейнов, связанных с тем же надсубдукционным магматизмом.

В северном Приохотье и граничащем с ним Приколымье чётко проявлена металлогеническая зональность, обусловленная разным составом гранитоидов Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, зависящим от субстрата, в котором развивались его магматические очаги [2, 12]. Во фронтальной (Прибрежной) зоне пояса, где в его основании находятся образования Удско-Мургальской островной дуги, развито медно-молибденовое и медное оруденение (Лора, Осеннее, Муромец и другие месторождения). В тыловой (Приколымской) зоне пояса, в основании которого находятся турбидиты пассивной континентальной окраины, локализовались месторождения полиметалльно-оловянной формации сульфидного типа (Хета, Суворовское, Армандское и др.), а с гранитоидами поперечных рядов, отходящими от пояса к северу, - месторождения силикатного типа той же формации (Днепровское, Богатырь, Кинжал и др.). При приближении рядов к зоне влияния Колымского коллизионного пояса, месторождения становятся малоотличимыми от объектов вольфрам-оловянной формации (Бутугычаг, Приконтактовое, Грядинское и др.).

Подводя итог рассмотрению рудопродуцирующего магматизма, есть все основания заключить, что составы коллизионных и надсубдукционных гранитоидов и формационные особенности связанных с ними месторождений во многом зависят от условий зарождения в земной коре магматических очагов. Эта зависимость подтверждает, что источником металлов в рудных объектах является коровый субстрат, в котором функционировали их гранитоидные очаги. Гранитоиды генерируют рудное вещество, поэтому определение их эволюции, петрохимии, геохимии и других характерных черт остаётся главной целью прогнозных и поисковых исследований рудного этапа.

Изложенный материал по двум этапам можно обобщить в определении рудной формации, расширяя её характеристику в Металлогеническом кодексе (2012). С геодинамических позиций рудная формация объединяет группы месторождений, характеризующиеся сходством главных рудных элементов, связанных с определёнными геодинамическими обстановками и в совокупности с геодинамическими магматогенными режимами, обуславливает их закономерное развитие в тектонических структурах земной коры и место в истории её развития.

Геодинамические процессы на пострудном этапе. На пострудном этапе деструктивные процессы вскрывают и разрушают коренные месторождения, препарируют их структурные и вещественные признаки, по которым производится поиск и оценка рудоносных площадей и объектов, образуют россыпные месторождения. В качестве основных геодинамических процессов, преобразующих рудоносные площади в СЗС ТРП в кайнозое, выступают континентальный рифтогенез и изостатическое выравнивание [11, 13].

Континентальные рифты создают предпосылки для формирования крупных россыпных месторождений типа тектонических уступов [14]. Эти россыпи характеризуются длительным периодом накопления, часто крупными запасами, но из-за перекрытия рыхлыми осадками трудно диагностируются с поверхности. На Северо-Востоке кайнозойский Момо-Селеняхский рифт, подсекая рудное поле месторождения олова Дружба, предопределил формирование на своём уступе крупнейшей Тирехтяхской россыпи касситерита (рис. 2). На севере Полоусного района в сходных условиях сформировалась россыпь Тенкели. Она расположена в долине одноимённой реки, в правом борту которой находится коренной источник – непромышленный штокверк г. Южная вольфрам-оловянной формации. Река заложена в зоне рифтогенных уступов меридиональной зоны Чохчуро-Чекурдахского разлома. Эта зона, продолжаясь в северном направлении, фиксируется прямолинейным бортом Ванькиной губы моря Лаптевых (см. рис. 1) В её коренном борту находится небольшое Чекурдахское олово-полиметаллическое месторождение, а на морском уступе в лагуно-дельтовых песках – одноимённая россыпь с балансовыми запасами олова. Далее на продолжении разлома у северо-западной оконечности о. Большой Ляховский в



Рис. 2. Разрез Тирехтяхской россыпи тектонического уступа. *По работе* [14]:

1 — позднеплиоценовые—четвертичные пролювиальные и озёрно-аллювиальные отложения, N_2-Q ; 2 — верхний миоцен, аллювиальные отложения, N_1^3 ; 3 — олигоцен—средний—нижний плиоцен, озёрно-аллювиальные отложения (ложный плотик), $P_3-N_1^{1-2}$; 4 — поздний триас, терригенные породы плотика, T_3 ; 5 — тектонические нарушения; 6 — минерализованные зоны дробления; 7 — контуры россыпного пласта с запасами: a — балансовыми, б — забалансовыми

шельфовых отложениях субмеридионального грабена Этериканского пролива открыта Западная россыпь. Она рассматривается как суперкрупный оловянный объект. На остальной территории СЗС ТРП в обстановке, где рудные объекты пересекаются кайнозойскими рифтогенными структурами, есть все предпосылки для открытия на их тектонических уступах скрытых промышленных россыпей [12].

Не менее важным геодинамическим процессом является изостатическое выравнивание. Оно вместе с сопровождающей его денудацией раскрывает эндогенные рудно-магматические системы, в которых локализуются месторождения. Неуравновешенность гранитоидов в осадочных толщах обусловливает их непрерывное воздымание. В результате гранитоидные тела, в апикальных и надинтрузивных частях которых локализуются рудные скопления и вмещающие их си-

стемы, проявляются на поверхности в положительных формах рельефа. По их периферии формируются аллювиальные россыпи. Для выявления эндогенной рудолокализации особенно интересны морфоструктуры центрального типа [11]. В их иерархии выделяются своды, занимающие площади *n*×10³ км², купола размерами $n \times 10^2$ км² и $n \times 10$ км². Используя принцип геологогеоморфологической конформности, перечисленные морфоструктуры позволяют выявить иерархию и объёмные размеры породивших их рудно-магматических систем, другими словами, параметры металлогенических подразделений в ранге рудных районов, локальных узлов и полей. Именно в границах этих таксонов должны сосредотачиваться прогнозно-поисковые исследования, в которых уточняются базовые геодинамические обстановки, рудогенерирующий гранитоидный магматизм, геохимическая специализация и рудоносность геодинамических комплексов. Эти данные позволяют в контурах систем проводить количественные расчёты металлогенического потенциала рудных районов, прогнозных ресурсов категории Р, рудных узлов и категории Р, рудных полей [13].

В заключение следует отметить, что анализ геодинамического развития Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса в сопоставлении с данными об условиях локализации месторождений олова, вольфрама и молибдена позволил на региональной геодинамической основе представить новые закономерности размещения полезных ископаемых. Этот же анализ показал, что некоторые геодинамические реконструкции требуют доработки, так как находятся в противоречии с установленными закономерностями. Однако самая главная проблема металлогении находится на локальном уровне, на котором выявляются поисковые заделы и открываются месторождения, а геодинамические основы, как и современные геологические карты масштаба 1:50 000 для него не созданы. Поэтому для прогноза, поисков и оценки месторождений на локальных площадях предлагается внедрить поэтапные исследования. На предрудном этапе выделяются и изучаются вещественный состав и геохимия базовых геодинамических обстановок, определяется их возможность быть источниками рудного вещества. На втором рудном этапе выявляются конструктивные геодинамические режимы, при которых в коровых очагах зарождаются гранитоидные магмы, а в конце их разрастания и полной дифференциации создаются условия для доставки отделившихся рудоносных магмо-пневмо-флюидов в область рудоотложения и формирования месторождений. На пострудном этапе выявляются деструктивные геодинамические процессы – континентальный рифтогенез и изостатическое выравнивание, раскрывающие критерии и признаки для распознавания и оценки как коренных, так и россыпных месторождений, в том числе скрытых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Литосфера. 2001. №1. С. 32–49.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
- 3. *Геология*, минералогия и геохимия Комсомольского района / Под ред. Е.А.Радкевича. – М.: Наука, 1971.
- Геология оловорудных месторождений СССР. В 2 т. // Оловорудные месторождения СССР. Кн. 1. – М.: Недра, 1986.
- 5. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 000 000. Лист R-58, 59. М.: МГиОН СССР, 1961.
- Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Лист L – (52), 53, (К-52,53) – оз. Ханка. – С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2011.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин. М.И, Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. – М.: Недра, 1990.
- Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации Северо-Востока России как источники вещества рудных месторождений / А.В.Волков, А.А.Сидоров, Н.Е.Савва и др. // Тихоокеанский Рудный пояс. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 36–51.
- Митрофанов Н.П. Геодинамика предрудного этапа формирования месторождений олова СЗС Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континенталь-

ных окраин. Т. 1. – Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. С. 104–119.

- 10. *Митрофанов Н.П.* Геодинамические режимы в СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений олова // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 59–72.
- 11. *Митрофанов Н.П.* Металлогеническое районирование: состояние и перспективы // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 12–20.
- Митрофанов Н.П. Геодинамические условия формирования месторождений олова в СЗС Тихоокеанского рудного пояса. – М.: ВИМС, 2013.
- Митрофанов Н.П. О методологии прогноза, поисков и оценки плутогенных месторождений // Отечественная геология. 2017. № 2. С. 31–41.
- Россыпи тектонических уступов важнейший тип крупных и уникальных месторождений. М.: Геоинформмарк, 1997.
- Схема металлогенического районирования территории России. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. – М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001.
- Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
- 17. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995.
- Nokleberg W.I., Bundtzen T.K., Dawson K.N. at al. Mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera: U.S.Geological Survey Open-File Report 97-161. 2 sheets. Scale 1:5 000 000, 1997.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-28-47, E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10023

УДК 553.411.068.5(470) © В.П.Филиппов, А.Н.Краснов, Н.М.Иванов, 2018

Основные черты геолого-металлогенической позиции комплексных золотоносных россыпей центральной части Русской платформы и перспективы их освоения

В.П.ФИЛИППОВ, А.Н.КРАСНОВ, Н.М.ИВАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Приведены данные по золотоносности комплексных Ti-Zr россыпей нижнемелового возраста центральной части Русской платформы. Рассмотрены возможные коренные источники формирования россыпей различных формационных типов. Показан ресурсный потенциал попутной золотоносности известных Ti-Zr россыпей, типоморфизм кластогенного золота в них, и оценена экономическая эффективность извлечения попутного золота при отработке россыпей.

Ключевые слова: комплексные Ti-Zr россыпи, самородное золото, Русская платформа, попутное золото, ресурсный потенциал.

Филиппов Виктор Петрович Краснов Антон Николаевич Иванов Николай Михайлович



vosp@tsnigri.ru krasnov@tsnigri.ru vosp@tsnigri.ru

The main features of the geological and metallogenic position of complex goldbearing placers in the central part of the Russian platform and prospects for their development

V.P.FILIPPOV, A.N.KRASNOV, N.M.IVANOV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

The data on gold content of Lower Cretaceous complex Ti-Zr placers in the central part of the Russian platform are presented. The article deals with the primary sources of various formation types. The typomorphism of cluster gold particles, the potential of associated gold content and the economic efficiency of gold removal during exploitation of the known Ti-Zr placers are shown. *Key words*: complex Ti-Zr placers, native gold, Russian platform, associated gold, resource potential.

В течении фанерозоя областями питания бассейнов осадконакопления Русской платформы служили её складчатое обрамление [15] и выступы основания – Балтийский, Воронежский и Украинский кристаллические массивы. В различные временные периоды в осадочном чехле формировались вещественные комплексы с различной металлогенической специализацией, в том числе золотоносные, которые при повышенных содержаниях полезного компонента можно рассматривать в качестве промежуточных коллекторов [10, 15, 18]. Золото распространено на значительном пространстве Русской платформы в отложениях широкого возрастного диапазона - от ордовика (в фосфоритоносных толщах) и девона (в конгломератах Тиманского кряжа) до неогена (в кварц-глауконитовых песках Ставропольского поднятия) и антропогена (в аллювии и отложениях ледникового комплекса, практически сплошным

плащом, перекрывающим значительную территорию центральной части Русской платформы). На различных стратиграфических уровнях платформенного чехла золото накапливалось в промежуточных коллекторах различных литолого-фациальных типов: корах выветривания, прибрежно-морских грубообломочных фациях, с которыми нередко связаны золотосодержащие титаноциркониевые россыпи, фациях мелководных морских бассейнов преимущественно юры и мела, содержащих фосфорит и глауконит, являющихся концентраторами золота, до 0,4 г/т и получивших широкое распространение в центральной части Русской платформы. Наиболее известным примером золотоносности фосфоритов [9, 10] является Егорьевское месторождение (содержание золота до 0,3 г/т, размеры частиц 0,1-0.15 мм). Авторами установлена золотоносность меловых фосфоритов Верхнекамского месторождения. Нельзя не отметить находки золота в ордовикских фосфоритах Кингисеппского месторождения [4].

Наиболее широко, как показали многолетние исследования авторов [7, 16, 19], на рассматриваемой территории распространено золото из промежуточных коллекторов осадочного чехла платформы. Как правило, такое золото несёт явные следы гипергенных преобразований; оно окатано, с признаками сильного износа, иногда с охрами гидроокислов железа (рис. 1, А, В). Форма золотин комковидная, толстопластинчатая и тороидальная. Золото характеризуется глубокой коррозией поверхности, которая приводит к образованию коррозионной мелкозернистой высокопробной оболочки, практически полностью замещающей первичное золото, иногда сохраняющееся в виде незначительных реликтов. Проба преобразованного золота составляет 960–985‰.

Вместе с тем в рыхлой толще покрова коренного субстрата выделяются участки распространения (иногда довольно значительные по площади) кластогенного золота рудного облика – прямые признаки непосредственной близости золоторудных объектов. Как установлено авторами [16] в результате анализа геолого-металлогенической позиции рассматриваемого региона, участки с распространением рудного золота пространственно тяготеют к зонам авлакогенов. Золото рудного облика обычно представлено неокатанными, трещиннопрожилковидными частицами в сростках с кварцем и сульфидами, иногда отмечаются практически идеальные кристаллы, на которых заметны ступени роста. Для золота характерна зернистая или монозернистая структура, его проба относительно низкая – 750-850‰. По данным ОЖЕ-спектроскопии на поверхности рудного золота установлено серебро, а в преобразованных частицах золота оно отсутствует.

Важную роль авлакогенов (палеорифтов) в формировании оруденения на платформе (рис. 2) отмечали многие исследователи [6, 8, 11]. В пределах платформенного чехла зоны авлакогенов проявляются рядом признаков: системами разрывных нарушений и их пересечений в виде сгущений трещин и микросмещений по всему разрезу осадочного чехла; пликативными нарушениями осадочного чехла в виде валов, флексур и куполов; геофизическими, геохимическими и минералогическими аномалиями; спецификой морфоструктурной позиции территории, отражающей наиболее крупные сквозные линеаменты (концентрические структуры и сводовые сооружения). Образцы рудного золота получены авторами в зоне сочленения Главного девонского поля и Карбонового уступа - на площадях, отвечающих системам крупных разломных структур фундамента: Крестцовского авлакогена и Онежского грабена [12, 14]. В зоне влияния структур Крестцовского авлакогена (рис. 3) на площади развития слабозолотоносных (5-10 мг/м) ледниковых отложений локализован участок (А.А.Казаков, 1999) площадью около 100 км² с повышенными концентрациями золота до 200 мг/м³ (максимально до 2 г/м³) и высокой частотой встречаемости его частиц рудного облика (см. рис. 1, Б). Золото (максимальный размер 4,5 мм) нередко находится в сростках с кварцем и сульфидами продуктивной золоторудной ассоциации галенитом, пиритом, сфалеритом, антимонитом - минералами неустойчивыми при длительной транспортировке. В большинстве шлиховых проб, отобранных на участке, отмечен светлый неокатанный пирит. На местное происхождение золота рудного облика указывает и тот факт, что извлечено оно из проб, отобранных из элювия органогенных известняков визейского яруса каменноугольной системы. В юго-восточном плече Крестцовского авлакогена локализовано Осташковское поле [17], перспективное на алмазы, где наряду с последними установлено золото со «свежими» сульфидами [14].

В зоне влияния Онежского грабена (южное Прионежье) авторами [14] установлено золото (см. рис. 1, Г-Е), поступавшее, несомненно, из местного коренного источника (возможно сульфидно-кварцевого типа). Золото представлено неокатанными частицами (иногда идеальными кристаллами с выраженной структурой роста) в срастании с кварцем и сульфидами - пиритом и антимонитом. Содержание россыпного золота в пробе составляет 70 мг/м³. Долина реки, из аллювия которой отобрана проба, пересекает зону глубинных разломов, ограничивающих Онежский грабен. Современный рельеф контрастный, представлен резко ограничивающимся уступом Андомской возвышенности. Ранее [12] в прибрежной зоне выявлены шлиховые ореолы минералов-спутников алмазов, совмещённых с комплексными ореолами кластогенного золота, минералов меди, сфалерита, галенита, платины, киновари. В аналогичной структуре (Пашско-Ладожском грабене), расположенной в непосредственной близости, установлены вулканогенно-осадочные образования кратерных фаций [2], а также «точки проявлений золота и ртути», иногда кристаллы киновари [1].

Тесная ассоциация перспективных золотоносных площадей с глубинными разломами зоны Пачелмского авлакогена отмечается в Воронежской металлогенической провинции, известной широким развитием (более 50) комплексных титано-циркониевых россыпей (А.М.Болотов, 1964), в том числе золотосодержащих (табл. 1).

Возможными коренными источниками кластогенного золота для промежуточных коллекторов фанерозоя данной территории предполагаются золоторудные проявления различных типов, сосредоточенные главным образом в структурно-формационных комплексах докембрия Воронежского кристаллического массива (табл. 2). По данным работ ЦНИГРИ (А.П.Ясырев, 1975), формации, вмещающие золотое оруденение, представлены железистыми кварцитами, кварцевыми конгломератами, чёрными углистыми сланцами и породами зеленокаменных толщ докембрия. По результатам



Рис. 1. Оптическая (А, Б) и сканирующая электронная (В-Е) микроскопия:

А – золото окатанное с охрами гидроокислов железа; Б – неокатанный сросток золота (1) с кварцем (2) и пиритом (3); В – окатанное золото тороидальное; Г – кристалл золота со ступенями роста; сростки золота: Д – сложный сросток самородного золота (1) с антимонитом (2), Е – с кварцем (3) и пиритом (4)

геологоразведочных работ для ряда рудопроявлений на сечении 1,1-6,7 м установлены средние содержания золота 3,2-7,6 г/т (максимально 32,3 г/т). Сульфиды в рудах представлены пиритом, халькопиритом, пирро-

тином суммарным содержанием 3–12%. В сульфидах присутствуют тонкодисперсные вкрапления золота. Кроме золота в рудопроявлениях установлены платиноиды, содержащиеся в пределах 0,01–0,04 г/т, до



Рис. 2. Схема авлакогенов и пространственно связанных с ними месторождений полезных ископаемых. С использованием данных А.А.Кременецкого, Д.И.Горжевского, 1996 и др.:

1 – сложнопостроенные рифтовые троги; месторождения и рудопроявления: 2 – золото-кварц-сульфидной формации, 3 – комплексное золото-платиноидное, 4 – ртутные, 5 – медистых песчаников, 6 – свинцово-цинковые, 7 – алмазоносных кимберлитов, 8 – редкометалльных карбонатитов; 9 – находки золота рудного облика (в том числе с использованием данных ЦНИГРИ); 10 – щиты и кристаллические массивы (I – Балтийский щит, II – Воронежский кристаллический и III – Украинский кристаллический массивы); 11 – выступы фундамента (То – Токмовский, Та – Татарский); 12 – проявления внутриплитного вулканизма; 13 – Предуральский краевой прогиб; 14 – осадочный чехол платформы; цифры в кружках – авлакогены: 1 – Среднерусский, 2 – Ладожский, 3 – Кандалакшско-Двинский, 4 – Мезенский, 5 – Тиманский, 6 – Колво-Денисовский, 7 – Вятский, 8 – Камско-Бельский, 9 – Сергеевско-Абдулинский, 10 – Пачелмский, 11 – Днепровско-Донецкий, 12 – Онежский



Рис. 3. Схема размещения площадей с признаками золотого оруденения в структурах платформенного чехла. С использованием материалов В.Б.Зверевой, 2003:

разломы: 1 – ограничивающие рифейские авлакогены и грабены, 2 – поперечные; 3 – поднятия в осадочном чехле; 4 – карбоновый уступ; места находок: 5 – алмазов, 6 – рудного золота

50% в виде дендритовых выделений и выделений неправильной формы, их размер 0,1-0,7 мм. Из рудных минералов отмечается также гематит и магнетит; последний в срастании с золотом. Платиноиды установлены в продуктивных титано-циркониевых песках россыпей (в частности, месторождение Центральное), что подтверждает тесную генетическую связь россыпей Воронежской провинции с рудно-формационным комплексом кристаллического основания Воронежского массива. В какой-то мере о характере золотоносности железистых кварцитов можно судить по данным технологической оценки [13] попутного извлечения золота из хвостов железорудного месторождения Михайловского ГОК (КМА). В исследованной групповой пробе (весом 200 кг), по данным пробирно-спектрального анализа, содержание золота составило 0,3-0,35 г/т. Золото в пробе преимущественно свободное - мелкое (0,05 мм и крупнее) и тонкое (менее 0,05 мм).

Типичными представителями золоторудных объектов (источников кластогенного золота для титано-циркониевых россыпей) в железнорудном бассейне КМА являются проявления (Кшенское, Верхнеберёзовское, Липовское, Рогозецкое) Воскресенской рудной зоны (В.И.Мяснянкин, 1993). Наиболее значимым является Кшенское с содержаниями золота от 4,3 до 14,6 г/т (при среднем 4,06 г/т). Золото мелкое (0,01–0,7 мм), пластинчатой и чешуйчатой формы, локализовано в нерудных минералах, реже в пирите. Авторские прогнозные ресурсы категории Р₂ рудопроявления составляют 23 т [3], а всего по Тимско-Погоженскому перспективному

1. Золотосодержащие титано-циркониевые россыпи Воронежской провинции

Месторождение		Содержание золота, г/м ³
Центральное	К ₂ с	0,05-0,2
Кирсановское	К ₂ с	до 0,15
Корневское	К ₁ а	до 0,15
Волчинское	К ₁ а	до 0,26

T	Содержани	е золота, г/т
1.000	среднее	максимальное
Золото-сульфидный вкрапленный:		
малосульфидный	0,5-2,0	33,9
умеренносульфидный	0,3-1,0	11,3
Медно-никелевый сульфидный	0,5	4,8
Стратиформный золотой	0,5	5,0
Стратиформный медный	0,3	2,8
Стратиформный свинцово-цинковый	0,3	2,8
Золото-кварцевый жильный	1,0	32,3
Золотомедно-порфировый	0,5	3,1
Золотоносные «железные шляпы»	0,5	10,9

2. Типы золотой минерализации Воронежского массива. По Ю.С.Ляховкину, 2002

рудному району, согласно авторской оценке, прогнозные ресурсы категории Р₃ составляют 70 т. (С.П.Молотков и др., 1999)

Аналогичная обстановка, благоприятная для формирования золотого оруденения, сформировалась в зоне Днепрово-Донецкого авлакогена (в его Донецком сегменте), где месторождения частично отрабатывались с конца XIX вв. шахтным способом [11]. Золотое оруденение представлено штокверковыми зонами с сульфидно-кварцевыми жилами, залежами сложной формы с прожилково-вкрапленной минерализацией с содержаниями золота до 9,7–31,0 г/т; их прогнозные ресурсы могут составлять десятки тонн.

Обширная область, перспективная на попутное золото в комплексных россыпях Воронежской провинции, приурочена к северо-восточной части Воронежской антеклизы (рис. 4), геолого-металлогеническая обстановка которой обусловлена развитием системы приразломных валов и поднятий в прибортовых зонах Пачелмского авлакогена и наложенного на него Окско-Донского прогиба. В восточной части территории проявлены структуры Окско-Цнинской системы валов северо-западного простирания (в соответствии со структурами Пачелмского авлакогена). В западной части (вдоль прибортовой зоны Окско-Донского прогиба) выделяются два поднятия субмеридионального простирания – Данковское и Зимаровское. Валы и поднятия, осложняющие моноклиналь Воронежской антеклизы, играли определяющую роль при образовании в прибрежно-морских фациях комплексных россыпей на различных стратиграфических уровнях меловой толщи. С указанными системами положительных структур связаны известные россыпные поля золотосодержащих титано-циркониевых месторождений Рязанской, Липецкой, Пензенской и Тамбовской областей [5].

Наиболее широкое площадное распространение в Воронежской провинции имеют продуктивные формации мелового отдела, с которыми связано большинство россыпных объектов. Они приурочены к аптским отложениям нижнего мела (Липецкий россыпной район), а также сеноман-сантонским толщам верхнемелового отдела (Тамбовский россыпной район). Россыпи характеризуются повышенным фоновым содержанием золота в перекрывающих их отложениях неогена. В шлиховых пробах неогеновых песков (усманские слои) отмечены повышенные содержания титано-циркониевых минералов, что указывает на возможное присутствие в песках попутного золота. В трёх отобранных пробах (А.И.Романчук, В.П.Филиппов, 1998) из усманских песков на территории Липецкой области, отмечено золото с содержаниями 40, 180 и 220 мг/т.

В результате проведённых поисковых работ (ГГП «Центргеология», 1983) в пределах Липецкого россыпного района была выделена Липецко-Скопинская зона (рис. 5) комплексных титано-циркониевых россыпей в песчаных отложениях нижнего мела. Зона занимает благоприятную геолого-металлогеническую позицию, располагаясь на восточном крыле Воронежской антеклизы в прибортовой части Пачелмского авлакогена; протяжённость зоны составляет около 100 км при ширине 25 км.

Впервые золотоносность россыпей Липецко-Скопинской зоны была установлена на месторождении Волчинское Воронежской металлогенической провинции (ВИМС, 1976). В 2000–2002 гг. ЦНИГРИ проводил работы по изучению золотоносности титано-циркониевых россыпей, в том числе и Корневской россыпи. Для определения содержаний золота из продуктивного пласта было отобрано и проанализировано 15 бороздовых проб, каждая объёмом до 20 литров. Во всех пробах установлено золото с максимальным содержанием до 1,5 г/м³. К настоящему времени в пределах Липецкой зоны наиболее перспективными золотосодержащими объектами следует считать Волчинскую, Корневскую и Дубасовскую россыпи, а в целом в пределах зоны локализовано 5 россыпей и 14 слагающих их залежей.

Волчинская россыпь хорошо изучена на участках, где установлены наиболее богатые продуктивные



Рис. 4. Схема размещения комплексных золотосодержащих россыпей Окско-Донского междуречья. Структурная основа по данным В.В.Дашевского, Л.И.Фадеева:

1 – контуры антеклиз: І – Воронежская, ІІ – Волго-Уральская; 2 – валы и поднятия: валы: а – Окско-Цнинский, б – Славинский, в – Ртищевско-Баландинский, г – Керенско-Чембарская система валов; поднятия: д – Чернское, е – Данковское, ж – Зимаровское, з – Мачинское; З – зона Пачелмского авлакогена; россыпные поля комплексных титано-циркониевых россыпей, Липецко-Скопинский (ЛС) и Тамбовский (Т) районы; площади развития комплексных россыпей с ресурсным потенциалом золота (в т): 4 – до 1, 5 – до 10, 6 – до 100; 7 – месторождения титано-циркониевого сырья, близкие к промышленным: Центральное (1), Кирсановское (2); 8 – комплексная россыпь Корневская (3)

горизонты. Продуктивные пески россыпи прослежены на расстояние до 4,5 км при средней ширине залежи 450 м и средней мощности пласта 3,3 м. Средняя мощность вскрыши пород 14 м. В целом по россыпи по категории P_2 оценено 100 млн. м³ продуктивных песков, содержащих 1,5 млн. т титановых минералов и циркона. Приведённые параметры относятся к части месторождения и характеризуют только Овражную залежь. Таким образом, перспективы Волчинской россыпи как наиболее перспективного золотосодержащего объекта Липецко-Скопинской зоны далеко не исчерпаны как на основной продукт, так и на попутное золото.

Технологические исследования песков Волчинской россыпи проводились ВИМС (1959) и ЦЛ «Центргеология» (1973, 1976). Установлено, что пески россыпи хорошо обогатимы гравитационными методами. В качестве обогатительного аппарата применялся концентрационный стол КЦ-30А.

Для обогащения рудных песков была принята гравитационная схема, предусматривающая получение коллективного концентрата минералов плотностью более 3 г/см из отвальных хвостов. Одновременно выделялась «головка» концентрата, содержащая наиболее тяжёлые минералы, в том числе золото и алмазы (см. таблицы 3 и 4). Среднее содержание золота в песках россыпи составило 0,075 г/т или около 0,15 г/м³.

Следует отметить комплексность титанового сырья, ценность которого увеличивается за счёт дефицитных циркониевых продуктов, а также алюмосиликатов, абразивных материалов (гранатов) и других полезных компонентов (см. табл. 4). Основное количество ценных минералов сосредоточено в классе крупности от 0,063 до 0,5 мм.

В целом с учётом оценённых прогнозных ресурсов продуктивных песков и среднего содержания золота в них ресурсный потенциал попутной золотоносности



Рис. 5. Схема размещения золотосодержащих полей Липецкого россыпного района:

1 – отложения аптского яруса нижнего отдела меловой системы – пески с глауконитом, алевролиты, глины; 2 – точечные шлиховые пробы с промышленным содержанием минералов титана и циркония (>20 кг/м³ условного титана); границы: 3 – Липецко-Скопинской россыпной зоны, 4 – россыпных полей: 1 – Скопинского, 2 – Милославского, 3 – Первомайского; 5 – известные Ti-Zr россыпи с попутным золотом (в том числе предполагаемым): I – Корневская, II – Дубасовская, III – Лев-Толстовская, IV – Волчинская

Номера проб				
	Извлечение	В хвостах	Общее	извлечение, 70
1	0,044	0,069	0,113	38,9
2	0,022	0,003	0,025	88,0
3	0,044	0,018	0,062	71,0
4	0,408	0,020	0,128	84,4
5	0,044	0,006	0,050	88,0

3. Характер обогатимости песков титано-циркониевого месторождения Волчинское

4. Минеральный состав продуктивных песков Волчинской россыпи

Концентраты	Выход, %	Содержание основных компонентов, %	Извлечение, %
Ильменитовый	1,6	33,1	88,3
Рутил-лейкоксеновый	0,13	88,4	79,6
Цирконовый	0,18	86,6	78,1
Монацитовый	0,00014	76,0	70,8
Гранат-ставролитовый	1,66	Гранат 13,5; ставролит 49,0	51,0
Кианит-силлимонитовый	1,89	Кианит 10,3; силлиманит 48,0	52,2

может составить около 15 т категории Р₂. На площади россыпи, кроме Овражной залежи, существуют богатые локальные горизонты с содержанием полезного компонента около 100 кг/м³. Наибольший интерес представляют южный и западный фланги россыпи, где по редким скважинам встречены содержания рудных минералов 50–80 кг/м³.

Другой объект, перспективный на попутное золото, представлен Дубасовской россыпью. Золото в ней не установлено, поскольку в задачу поисковых работ это не входило. Россыпь характеризуется высокими содержаниями титано-циркониевого сырья в продуктивных горизонтах и комплексом благоприятных геологоэкономических факторов. Содержание суммы титаноциркониевых минералов в отдельных интервалах достигает 78 кг/м³ при общем содержании полезных компонентов до 93 кг/м³. Максимальное содержание циркона по отдельным скважинам – 35–45 кг/м³. Технико-экономические показатели геолого-экономической оценки продуктивных песков россыпи, приведённые ВИМС, отвечают эффективности вовлечения их в промышленную отработку при условии комплексного использования песков продуктивной толщи. С большей долей вероятности золото в продуктивных песках россыпи присутствует, если учитывать, что её геологогеоморфологическая обстановка аналогична позиции Корневской и Волчинской россыпей, где установлено золото в концентрациях, обеспечивающих эффективную эксплуатацию титано-циркониевых месторождений с попутным извлечением золота. Таким образом, Дубасовская россыпь является достаточно перспективной для доизучения и последующей комплексной разработки песков. Разведанные прогнозные ресурсы титано-циркониевого сырья по категории P₁ составляют около 19,4 млн. м³. При ожидаемых содержаниях золота, близких к их значениям в Корневской и Волчинской россыпях, прогнозные ресурсы попутного золота в Дубасовском месторождении могут составить не менее 4 т категории P₁.

В Липецко-Скопинской зоне наиболее подробно изучена Корневская россыпь. Прогнозные ресурсы её титано-циркониевых песков оценивают по категории $P_1 - 1,9$ млн. м³ (нижний пласт), а разведанные запасы по категории $C_2 - 3,2$ млн. м³ (верхний пласт). Ранее, до работ авторов, золото в ней не отмечалось. Одним из признаков предполагаемой золотоносности послужили высокие содержания в продуктивных песках её тяжёлой фракции (до 700 кг/м³). Авторами была опробована верхняя залежь россыпи. По всему опробованному разрезу установлено золото (табл. 5) с содержанием

5. Результаты опробования на золото продуктивных песков Корневской россыпи

Номера проб	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Вес проб, кг	18	18	18	18	12	16	18	18	13	19	16	16	20	18	50
Содержание золота, мг/м ³	480	160	80	80	80	480	160	80	320	80	80	120	240	200	1500



Рис. 6. Окатанное (А) и слабоокатанное (Б) золото из месторождения Корневское. Сканирующая электронная микроскопия

от 80 до 1500 мг/м³ при среднем – около 280 мг/м³. Ситовой анализ навески показал присутствие относительно крупных разностей золота размером до $1\times0,5\times0,1\,$ мм и $0,51\times0,25\times0,1\,$ мм, представленных преимущественно толстопластичными выделениями овальных или угловатых очертаний, с короткими тупыми выступами (рис. 6). Золото в целом слабо- и полуокатанное, основная масса золотин сохраняет скульптуры первичного роста (ступени, воронки, огранённые выступы), свидетельствующие о слабой обработанности металла. Пробность золота варьирует от 720 до 985‰.

Следует подчеркнуть, что относительно высокий уровень среднего содержания золота в продуктивных песках месторождения Корневское, позволяет рассматривать его в качестве потенциального промышленного собственно золотороссыпного объекта (по аналогии с месторождением Русская Журавка). С учётом оценённых прогнозных ресурсов титано-циркониевого сырья ресурсы попутного золота в нём по категории P₁ могут составить около 1 т.

В целом, учитывая содержания попутного золота в россыпях Липецко-Скопинской зоны (Волчинская и Корневская), а также в отдельных титано-циркониевых россыпях центральной части Русской платформы (месторождения Центральное, Кирсановское, Лукояновское и др.), для оценки ресурсного потенциала золота Липецко-Скопинской зоны принято среднее содержание в 0,22 г/м³. Совокупный объём продуктивных песков Липецко-Скопинской зоны составляет по категории Р, 63 млн. м³, Р, около 300 млн. м³.

Положительный экономический эффект при эксплуатации месторождений россыпной зоны с попутной добычей золота может быть получен, как показали расчёты отдела геолого-экономической оценки ЦНИГРИ, при содержании его в продуктивных песках месторождения 0,12-0,14 г/т, что практически соответствует фактическим концентрациям золота в отдельных россыпях Липецко-Скопинской зоны. Широкое развитие на рассматриваемой территории комплексных золотоносных россыпей, среди которых установлены объекты с содержаниями золота, достаточными для его эффективного извлечения, даёт основание полагать, что они являются реальным источником попутного золота в случае их эксплуатации. При этом достаточно велика вероятность выявления комплексных россыпей, где золото может быть основным компонентом (как месторождения Русская Журавка и Корневское).

Следует также отметить, что в настоящее время минерально-сырьевая база титана и циркония (особенно последнего) сильно истощена - многие отрасли, связанные с их потреблением, в значительной степени зависят от импорта титановых и циркониевых концентратов (Л.З.Быховский, 2000). Наличие на Окско-Донском междуречье и сопредельной площади (территории Рязанской, Тамбовской, Липецкой, Пензенской, Воронежской, Волгоградской и Нижегородской областей) значительных невостребованных ресурсов золотосодержащего титано-циркониевого сырья - благоприятная предпосылка для промышленной добычи попутного золота из комплексных россыпей, в то же время достаточно высокий золотороссыпной потенциал создаёт инвестиционную привлекательность освоения комплексных титано-циркониевых россыпей.

Таким образом, несмотря на отчётливо проявленный комплекс прогнозно-поисковых критериев, в том числе

прямых признаков коренной и россыпной золотоносности, ресурсный потенциал золота рассмотренного региона явно недооценён.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Афанасов М.Н. Неотектоника и голоценовое проявление золота, самородной ртути и других эндогенных минералов в Ленинградской области // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 55–59.
- 2. Афанасов М.Н. Перспективы золотоносности карельского перешейка (Западное Приладожье) // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 116–121.
- Геология и полезные ископаемые Россиии. Т. 1 Запад России и Урал. Кн.1. Запад России / Под ред. Б.В.Петрова, В.П.Кирикова. – С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Золото в фосфоритах Кингисеппского месторождения Русской платформы / В.М.Константинов, А.А.Казаков, ВМ.Новиков, Н.В.Трубкин // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 48–51.
- Комплексные титано-циркониевые россыпи центральной части Русской платформы – резерв минерально-сырьевой базы золота / Е.В.Матвеева, В.П.Филиппов, Н.М.Иванов и др. // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 33–38.
- Магматические формации и эндогенная минералогения Восточно-Европейской платформы / Р.Н.Валеев, В.Г.Чайкин, Б.С.Ситдиков, М.А.Урасин // Обзор. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1989.
- 7. Матвеева Е.В., Филиппов В.П. Типовые геологические обстановки формирования россыпных проявлений центральной части Русской платформы // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 34–40.
- Месторождения цветных и благородных металлов осадочных бассейнов чехлов древних платформ и геологические предпосылки их открытия на Русской платформе / Д.И.Горжевский, Г.В.Ручкин, Р.Н.Володин, А.И.Донец // Руды и металлы. № 2. 1996. С. 17–25.
- Никитин Н.М., Ясырев А.П., Трушин И.А. Особенности формирования золотоносных осадочных образований в мезо-кайнозойском чехле Русской платформы // Древ-

ние и погребённые россыпи СССР. Ч. 2. – Киев, 1977. С. 45–48.

- Основные типы золотосодержащих месторождений осадочного чехла центральной части Восточно-Европейской платформы / С.С.Кальниченко, Н.М.Иванов, В.П.Филиппов и др. // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 5–15.
- Перспективы золотоносности Припятско-Днепрово-Донецкого авлакогена / Г.В.Зеленщиков, Н.К.Курбанов, П.Г.Кучеревский, Т.П.Радаева // Руды и металлы. 2001. № 2. С. 26–35.
- Перспективы полезных ископаемых прибрежной зоны Онежского озера / А.А.Макарьев, Е.Н.Макарьева, А.И.Погорельский, Е.К.Серов // Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С. 61–64.
- Предварительная технологическая оценка попутного извлечения золота из хвостов руд железистых кварцитов и песчано-гравийно-галечных образований / А.Н.Шелехов, В.В.Бедим, М.Н.Сычёва и др. // Руды и металлы. 1966. № 6. С. 74–74.
- Признаки золотоносности осадочного чехла центральной части Русской платформы / В.П.Филиппов, Е.В.Матвеева, С.В.Яблокова и др. // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 42–47.
- Филиппов В.П., Иванов Н.М., Агибалов О.А. Золотосодержащие месторождения Приуралья и Зауралья в осадочных комплексах Русской и Западно-Сибирской платформ – резерв восполнения минерально-сырьевой базы // Мат-лы VII Межрегиональной геологической конференции. – Уфа, 2008.
- Филиппов В.П., Иванов Н.М., Сычкин Н.И. Россыпное золото Русской платформы, его источники и перспективные типы // Разведка и охрана недр. 1998. № 9–10. С. 20–26.
- Центральная часть Восточно-Европейской платформы новая алмазо-перспективная территория / В.И.Ваганов, В.А.Варламов, Ю.К.Голубев и др. // Руды и металлы. 1996. № 8. С. 11–17.
- Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации / Объяснительная записка к комплекту карт // Под ред. А.И.Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 1998.
- Экзогенная золотоносность северо-востока Русской платформы: предпосылки освоения / Е.В.Матвеева, В.П.Филиппов, О.А.Агибалов, Н.М.Иванов // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 16–26.

DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10024

УДК 552.13 © Коллектив авторов, 2018

Экспериментальное моделирование минералообразования в процессе преобразования серпентина в присутствии металлического железа и графита при *P-T* параметрах верхней мантии

А.А.ТОМИЛЕНКО, А.А.ЧЕПУРОВ, В.М.СОНИН, Е.И.ЖИМУЛЕВ, А.И.ТУРКИН, А.И.ЧЕПУРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИГМ СО РАН); 630090. г. Новосибирск, проспект академика Коптюга, д. 3)

Приведены результаты экспериментальной работы, выполненной на аппарате БАРС при давлении 4 и 5,5 ГПа и температурах 1200° и 1350°С, соответственно. Изучен состав фаз, образующихся при взаимодействии продуктов разложения серпентина с металлическим железом и графитом. Показано, что изменение окислительно-восстановительных условий кристаллизации в ходе опытов влияет на изменение железистости новообразованных силикатных минералов. *Ключевые слова*: серпентин, графит, железо, высокое давление и температура.

Томиленко Анатолий Алексеевич Чепуров Алексей Анатольевич Сонин Валерий Михайлович Жимулев Егор Игоревич Туркин Александр Иванович Чепуров Анатолий Ильич



tomilen@igm.nsc.ru achepurov@igm.nsc.ru sonin@igm.nsc.ru ezhimulev@igm.nsc.ru turkin@igm.nsc.ru chepurov@igm.nsc.ru

The experimental modelling of formation of minerals during transformation of serpentine in presence of metallic iron and graphite at the mantle *P*-*T* parameters

A.A.TOMILENKO, A.A.CHEPUROV, V.M.SONIN, E.I.ZHIMULEV, A.I.TURKIN, A.I.CHEPUROV (Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 3 pr. Akademika Koptyuga, Novosibirsk 630090, Russia)

This work contains the results of experiments carried out using a high pressure apparatus BARS at pressures 4 μ 5,5 GPa and temperatures 1200° μ 1350°C, respectively. The composition of the phases formed during the interaction of the decomposition products of serpentine with metallic iron and graphite was studied. It was shown that a change of the redox conditions of crystallization during the experiments results in the change of the ferocity of the newly formed silicate minerals. *Key words*: serpentine, graphite, iron, high pressure and temperature.

В последнее время интенсивно развивается гипотеза о вовлечении субдукционного корового материала в процессы мантийного минералообразования и, в частности, алмаза, в том числе его «суперглубинной» разновидности [18, 19, 28].

В процессе субдукции океанической плиты в мантию с ростом температуры и давления происходит перекристаллизация минералов и реакционное взаимодействие с окружающими мантийными породами. Важным компонентом субдуцирующей океанической коры является серпентизированный перидотит [1]. Считается, что именно серпентин, несмотря на его небольшое количество (около 10%) в океанической литосфере, является основным источником воды, так как он содержит около 13 мас.% воды в виде ОН-группы [38]. Серпентин при T выше 700°С разлагается с выделением воды, поэтому именно данный процесс приводит к миграции водных флюидов в мантии на глубинах порядка 110–120 км. Экспериментально установлено, что при разложении серпентина происходит консервация водного флюида в межзерновом пространстве и во флюидных включениях в новообразованных оливине и ортопироксене [5]. Возможно, что это является одним из механизмов поступления воды в глубинные зоны мантии Земли в процессе субдукции океанической коры, причём количество воды, законсервированной во флюидных включениях, может быть на порядок больше, чем её предполагаемое присутствие в оливине и ортопироксене в

виде структурной примеси водорода и ОН-группы. В зоне взаимодействия продуктов разложения серпентинитов должны возникать новые ассоциации минералов с их последующими превращениями по мере повышения *P*-*T* параметров.

Окислительно-восстановительные условия в мантии, несмотря на гетерогенность, характеризуются уменьшением фугитивности кислорода с увеличением глубины [29]. Элементарные формы углерода (графит/алмаз) становятся доминантными фазами углерода с глубины 150 км. Карбонатные минералы на таких глубинах могут существовать только в окисленных участках мантии [33], а на глубине более 250 км становятся устойчивыми металлические фазы и карбиды железа [21]. Количество находок металлического железа во включениях в алмазах постоянно увеличивается [10, 22, 25, 26, 28,]. Причём включения металлического железа в алмазах часто присутствуют совместно с сульфидными и силикатными включениями. По последним данным установлено, что алмазы, по крайней мере, часть из них кристаллизовались в переходной зоне мантии в карманах с расплавом Fe-Ni-S-C [28]. Вышеизложенное предполагает существование в мантии неравновесных условий в зонах контакта окисленного корового материала, поступающего с субдуцирующей плитой, и восстановленного материала мантии.

Настоящее исследование посвящено экспериментальному моделированию кристаллизации силикатной минеральной ассоциации, возникающей при разложении серпентина, в условиях стабильности элементарного углерода и металлического железа при высоких давлениях и температурах.

Эксперименты проводили на беспрессовом многопуансонном аппарате типа «разрезная сфера» (БАРС) в твёрдофазной ячейке высокого давления, изготовленной из прессованных порошков тугоплавких оксидов ZrO₂, CaO, MgO с цилиндрическим графитовым нагревателем. Методика экспериментов достаточно детально приводится в работах [2, 5, 6]. Образцы от нагревателя изолировали втулкой и шайбами из прессованного порошка MgO. Определение давления проводили по калибровочной кривой, построенной при комнатной температуре по фазовым переходам в реперных веществах PbSe и Bi. Температуру оценивали по калибровочной кривой, выражающей зависимость тока на нагревателе от показаний PtRh30/6 термопары. Значения температуры и давления экспериментов скорректированы по линии равновесия графит-алмаз [27]. Погрешность определения давления в образцах ±0,2 ГПа, температуры в центре реакционного объёма ±25°С. Скорость увеличения давления в рабочей ячейке задавали в интервале 0,1-0,2 ГПа/мин. Измеренный градиент давления в рабочей ячейке при T >1000°C не превышал 0,1 ГПа и уменьшался при увеличении температуры [13]. Образец нагревали путём пропускания электротока от силового трансформатора через графитовый

нагреватель. Охлаждение образцов осуществляли отключением электротока на нагревателе (закалкой) без снятия давления. Время закалки составляло 2–3 сек., что обусловлено эффективным водяным охлаждением внутренней ступени пуансонов аппарата БАРС. Сброс давления осуществляли со скоростью 0,3–0,5 ГПа/мин.

В экспериментах использовали природный серпентин (антигорит) из офиолитов Восточного Саяна (Россия) (табл. 1). Серпентин для экспериментов был подготовлен в виде тонкозернистого порошка с размером зёрен около 5 мкм. Образцы помещали в капсулы из прессованного порошка MgO, в который добавляли ZrO₂, CsCl и CaO. Кроме того, применяли ампулы из графита. В качестве исходных веществ использовали

1. Химический и микроэлементный состав исходного серпентина

Компоненты	мас.%
SiO ₂	42,36
TiO ₂	0,02
Al ₂ O ₃	0,93
Cr ₂ O ₃	0,74
FeO	2,34
MnO	0,07
MgO	39,96
CaO	0,34
NiO	0,37
Na ₂ O	0,30
K ₂ O	0,02
SO ₃	0,10
LOI	12,42
Total	99,97
Элементы	ppm
Ba	1,7
Се	1,2
Со	41
Cr	5080
Cu	0,28
K	94
Li	0,32
Mn	565
Мо	1,7
Na	52
Nb	3,63
Ni	2879
Rb	7,04
S	416
Sr	1,2
Ti	96
V	17,5
Y	7,8
Zn	137
Zr	4,2

№ опыта	<i>Р</i> , ГПа	<i>T</i> , °C	Время, час.	Исходный состав шихты, (мас. %)	Режим охлаждения
4-13-13	4,0	1200	2	Графит*–Fе _{металл} –Серпентин (61-31-8)	Закалка
4-15-13	4,0	1200	2	Графит*–Fe _{металл} –Серпентин (57-34-9)	Охлаждение до Т 20°С 20 час. при Р 4 ГПа
2-1-11	5,5	1350	18,5	Графит [*] -Fe _{металл} -Серпентин (17-79-4)	Закалка
2-3-11	5,5	1350	7,5	Графит [*] -Fе _{металл} -Сера-Серпентин (18-78-1,6-2,4)	Закалка

2. Условия проведения экспериментов в системе Fe-C-серпентин и Fe-C-S-серпентин

Примечание. *Вес графита=графитовая ампула+порошок графита.

также графит, карбонильное железо, сплав $Fe_{0,64}Ni_{0,36}$ и серу. Условия экспериментов представлены в табл. 2. Для контроля *P-T* параметров при давлении 5,5 ГПа применяли двухампульную сборку. Сборки образцов в реакционной зоне ячейки высокого давления приведены на рис. 1.

Образцы после экспериментов распиливали и исследовали под оптическим микроскопом MC2-Zoom. Составы фаз определяли с помощью сканирующего электронного микроскопа MIRA LMU и X-гау микроанализатора JXA-8100, а так же электронного микрозонда «САМЕВАХ-micro».

После экспериментов в образцах из опытов в системе серпентин-графит-металлическое железо были установлены следующие фазы: оливин, ортопироксен, гранат, хромит, металлическое железо, карбид железа, графит, пентландит (см. рисунки 2 и 3). Эксперименты, проведённые при 4 ГПа, отличаются скоростью охлаждения образцов (см. табл. 2). Количественные соотношения графита, железа и серпентина выбирали по следующим соображениям: в экспериментах графит должен присутствовать в избытке, а железо находиться в металлическом состоянии. Поэтому количество исходного серпентина, как наиболее окисленного компонента системы, было добавлено в систему в относительно небольшом количестве. При этом, поскольку в экспериментах при 5,5 ГПа было уменьшено содержание серпентина, то и графита было добавлено меньше.

Оливин является основной силикатной фазой в продуктах опытов (см. рисунки 2, Б и 3, А–Б). Его состав даже в пределах одного опыта значительно варьирует в отношении содержания железа и магния. Так, в опыте 4-13-13 содержание FeO в оливине меняется от 4,6 до 35,6 мас.% и в опыте 4-15-13 от 3,4 до 48,9 мас.% (см. таблицы 3 и 4). Соответственно, это сопровождается изменением содержания MgO в оливине, а содержание форстеритового минала изменяется в пределах 58,5-94,9% (опыт 4-13-13) и 38-96,6% (опыт 4-15-13). Отмечается присутствие Cr_2O_3 до 0,4 мас.% в анализах оливина, что, по-видимому, связано с присутствием в нём мелкодисперсных микровключений хромита.

Ортопироксен в меньшей степени характеризуется изменчивостью своего состава, чем оливин. Тем не менее в опыте 4-13-13 содержание FeO меняется от 1,8 до 3,4, а MgO от 40,2 до 41,5 мас.%, в опыте 4-15-13 содержание FeO от 2,9 до 7,3, а MgO от 40,4 до 42,8 мас.%.



Рис. 1. Схема сборки реакционного объёма в опытах:

опыты: 4-13(15)-13: 1 – таблетка из MgO, 2 – втулка из MgO, 3 – Pt ампула, 4 – графитовая ампула, 5 – образец (графит+карбонильное Fe+серпентин); 2-1-11: 1 – таблетка из ZrO₂+CsCl, 2 – сплав Fe₆₄Ni₃₆, 3 – втулка из MgO+CsCl, 4 – графит, 5 – таблетка из MgO, 6 – карбонильное железо, 7 – серпентин; 2-3-11: 1 – таблетка из ZrO₂+CsCl, 2 – сплав Fe₆₄Ni₃₆, 3 – втулка из MgO+CsCl, 4 – графит, 5 – таблетка из MgO, 6 – серпентин+сера, 7 – карбонильное железо



Рис. 2. Микрофотографии продуктов опыта (4-13-13) в системе серпентин–графит–металлическое железо при *P* 4 ГПа и *T* 1200°С в Pt-ампуле. Фотографии в отражённых электронах:

А–Г – разные участки одного образца (см. описание в тексте статьи): OI – оливин, Opx – ортопироксен, Gar – гранат, Chr – хромит, Wst – вюстит, Ch – карбид железа, Ir – металлическое железо; время эксперимента 2 часа

Отмечается некоторое изменение содержания Al_2O_3 от 1,1 до 1,7 (опыт 4-13-13) и от 0,6 до 1,2 мас.% (опыт 4-15-13). Спорадически присутствует небольшое количество Cr_2O_3 до 0,6 мас.%, что, вероятно, также связано с микровключениями хромита.

Гранат и хромит (шпинель) – акцессорные минералы в продуктах опытов (см. рисунки 2, Г и 3, А), их появление связано с наличием примесей Al_2O_3 , Cr_2O_3 и CaO в исходном образце природного серпентина. Для граната характерны небольшие вариации в содержании CaO от 0,6 до 2,5 (опыт 4-13-13) и от 1,1 до 2 мас.% (опыт 4-15-13) при отсутствии или небольшом содержании Cr_2O_3 от 0 до 4,4 (опыт 4-13-13) и от 0 до 0,7 мас.% (опыт 4-15-13). В гранате содержание Fe_2O_3 +FeO меняется от 3,5 до 14,2 (опыт 4-13-13) и от 2,3 от 7,0 мас.% (опыт 4-15-13). Хромит (шпинель) также характеризуется непостоянством состава, главным

образом по содержанию Al_2O_3 . Так, содержание Al_2O_3 в хромите меняется от 4,8 до 11,5 (опыт 4-13-13) и от 3,9 до 10,2 мас.% (опыт 4-15-13). Содержание FeO от 16,9 до 29,6 (опыт 4-13-13) и от 17,0 до 24,0 мас.% (опыт 4-15-13). Содержание MgO меняется от 4,6 до 11,0 (опыт 4-13-13) и от 8,0 до 11,8 мас.% (опыт 4-15-13). Вариации содержания Cr_2O_3 : 55,6–59,3 (опыт 4-13-13) и 58,7–61,5 мас.% (опыт 4-15-13).

Кроме оливина, преобладающей фазой в продуктах экспериментов является металлическое железотвёрдый раствор углерода в железе (γ -фаза) (см. рис. 3, Г). На границе металлического железа с силикатной частью образцов (см. рис. 3, А) был диагностирован вюстит (FeO). Графит в образцах присутствует в виде отдельных лейст и их скоплений. В продуктах опытов обнаружен карбид железа (когенит – Fe₃C) в виде отдельных зёрен, присутствующих совместно с



Рис. 3. Микрофотографии продуктов опыта (4-15-13) в системе серпентин–графит–металлическое железо при *P* 4 ГПа и *T* 1200°С в Pt-ампуле. Фотографии в отражённых электронах:

A–Г – разные участки одного образца (см. описание в тексте статьи): OI – оливин, Opx – ортопироксен, Gar – гранат, Chr и Chr₁ – хромиты с различным содержанием Fe, Ti, Al, Cr, Mg и Zn, Wst – вюстит, Pn – пентландит, Ch – карбид железа, Ir и Ir₁ – металлическое железо исходное и γ –фаза; время эксперимента 2 часа

металлическим железом и вюститом (см. рис. 3, Г). Кроме того, в эксперименте 4-15-13 в виде единичных зёрен был диагностирован пентландит (см. рис. 3, Б), состав которого (в мас.%): Fe от 3,0 до 8,1, Ni от 63,1 до 72,2 и Co от 0,3 до 0,4.

В продуктах опыта 2-1-11, проведённого в течение 18,5 часов при P 5,5 ГПа и T 1350°С, обнаружены также два семейства минеральных фаз: силикатно-оксидные (оливин, гранат, хромит, вюстит, единичные зёрна монтичеллита) и металл-углерод-сульфидные (металлическое железо, графит, сульфиды, карбид). Температура и длительность экспериментов более высокие, чем в предыдущих опытах, способствовали диффузии компонентов контейнера (CaO и ZrO₂), что сопровождалось присутствием CaO и ZrO₂ в гранате и CaO в оливине.

Оливин характеризуется более стабильным составом по сравнению с образцами из предыдущей серии (табл. 5). Так, содержание FeO в оливине в разных участках образца меняется от 14,07 до 18,13 мас.%, а содержание MgO более постоянно – 41,31–41,74 мас.% (Fo=79,8–84,1 мас.%). В оливине присутствует значительное количество CaO – 0,63–2,38 мас.%.

Хромит в продуктах опыта занимает в основном интерстиции между зёрнами оливина (см. рис. 4, В), а также образует каймы вокруг выделений металлического железа. Характеризуется непостоянством состава (в мас.%): Al₂O₃ 1,7–9,88, FeO 17,25–40,97, Cr₂O₃ 38,34–59,49, а MgO 9,8–14,96. Также в хромите в небольших количествах отмечаются (в мас.%): SiO₂ 0–0,47, TiO₂ 0–0,62, CaO 0–0,35.

Гранат в виде изометричных зёрен и кайм вокруг зёрен хромита характеризуется высоким содержанием CaO от 27,24 до 28,14 мас.% и Cr_2O_3 от 3,93 до 12,35 мас.% при относительно низком содержании

Компоненты	Ol	Ol	Ol	Ol	Opx	Орх	Gar	Gar	Gar	Gar	Chr	Chr	Chr	Chr
SiO ₂	44,4	40,2	38,5	35,9	52,7	56,2	44,2	43,9	41,0	40,9	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,6	0,4	0,0	0,7
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	1,1	20,6	23,6	19,3	15,4	5,4	11,5	10,8	4,8
FeO+Fe ₂ O ₃	4,6	13,4	19,9	35,6	3,4	1,8	3,5	3,6	12,9	14,2	29,5	18,2	16,9	22,4
Cr ₂ O ₃	0,3	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,4	4,4	3,5	55,6	55,8	58,8	59,3
MgO	50,4	45,7	41,4	28,5	41,5	40,2	31,2	26,7	19,5	23,8	4,6	9,6	11,0	8,5
MnO	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	2,4	0,0	2,0
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,6	1,1	2,5	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0
ZnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,8	0,8	0,7
Fo	94,93	85,87	78,39	58,53	_	—	_	_	_	_	_	_	_	_
Сумма	99,9	99,3	99,8	100,0	99,9	99,5	100,1	99,3	99,8	99,9	99,1	98,7	98,3	98,4

3. Химический состав минеральных фаз, полученных в эксперименте с природным серпентином (опыт 4-13-13) при высоких температурах и давлениях (мас.%). По данным микрорентгеноспектрального анализа

Примечание. Здесь и в табл. 4: Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Gar – гранат, Chr – хромит.

4. Химический состав минеральных фаз, полученных в эксперименте с природным серпентином (опыт 4-15-13) при высоких температурах и давлениях (мас. %). По данным микрорентгеноспектрального анализа

Компоненты	Ol	Ol	Ol	Ol	Opx	Opx	Gar	Gar	Gar	Gar	Chr	Chr	Chr	Chr
SiO ₂	41,9	39,6	36,7	33,0	54,9	48,2	44,3	43,7	45,1	43,1	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,6	23,6	23,8	20,8	23,1	3,9	10,2	10,1	10,2
FeO+Fe ₂ O ₃	3,4	17,8	30,1	48,9	2,9	7,3	2,3	3,6	4,3	7,0	24,0	18,1	17,0	20,3
Cr ₂ O ₃	0,0	0,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4	61,5	60,5	60,6	58,7
MgO	54,4	43,1	32,5	18,0	40,4	42,8	28,8	27,7	27,8	24,3	8,0	11,3	11,8	9,1
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,4	1,6	0,0	0,0	2,0
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	1,1	1,1	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,8	0,8	0,7
Fo	96,61	81,19	65,71	38,04	—	_	—	—	—	—	_	—	—	—
Сумма	99,7	100,9	99,3	99,9	100,0	99,2	100,1	99,9	99,9	100,3	100,5	100,9	100,3	101,0

MgO – от 4,23 до 6,32 мас.%. Следует отметить значительное количество ZrO_2 в составе граната, очевидно диффундировавшего из контейнера ячейки высокого давления – от 5,07 до 8 мас.%. Содержания в гранате других оксидов следующие: Al₂O₃ от 5,95 до 9,64 и FeO от 5,47 до 7,09 мас.%.

Обнаружены также единичные зёрна шпинели и магнезиовюстита в основной массе образца (см. рис. 4, А) и во включениях в металлическом железе (см. рис. 4, Б) с содержанием MgO 14,97–21,43 мас.% (см. табл. 5). Металлическое железо, присутствовавшее в образце (см. рис. 4, А–Б), содержит Ni 0,99–18,6 и S 0–1,94 мас.%.

Металл-углерод-сульфидные фазы представлены металлическим железом, графитом, карбидом железа, сульфидом. Металлическое железо находится в продуктах опытов в преобладающем количестве и является закалённым сплавом железа с углеродом. Оно присутствует в виде выделений неправильной формы (см. рис. 4, А). Графит встречается в виде отдельных лейст и скоплений. Карбид железа (Fe₃C) встречается совместно с вюститом и железом. Сульфид отмечается в виде редких выделений неправильной или округлой формы. Отсутствие алмаза в продуктах опыта, по-видимому, связано с необходимостью более высоких *P-T* параметров, учитывая присутствие в системе серпентина.

В контрольной ампуле были диагностированы алмаз, графит, закалённый сплав железа и никеля с углеродом. Роль контрольной ампулы в экспериментах заключается в фиксации факта синтеза алмаза в системе железо-никель-графит согласно известной границы равновесия графит–алмаз [27].

Опыт 2-3-11 проведён, также как и опыт 2-1-11, при P 5,5 ГПа и T 1350°С, но его длительность составила 7,5 часов (см. табл. 2). Кроме того, в исходный состав была добавлена сера. Состав оливина в образце, как и в опытах 4-13-13, 4-15-13, очень сильно варьирует (табл. 6). Содержание FeO меняется от 8,8 до

Компоненты	Ol	Ol	Ol	Gar	Gar	Gar	Gar	Gar	Chr	Chr	Chr	Chr
SiO ₂	38,55	41,23	38,83	35,88	36,3	36,24	36,88	35,94	0,0	0,24	0,36	0,47
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,62	0,47
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	6,31	6,08	8,45	9,64	5,95	9,75	9,88	2,31	1,7
FeO+Fe ₂ O ₃	18,3	14,07	17,56	6,41	6,45	7,09	7,02	5,47	17,25	19,53	27,08	40,97
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	9,09	9,89	5,03	3,93	12,35	59,49	57,37	56,96	38,34
NiO	0,25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	41,31	41,74	41,74	4,84	4,97	6,32	5,99	4,23	11,39	10,1	9,8	14,96
MnO	0,21	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0
CaO	0,81	2,38	0,63	28,01	28,14	26,7	27,24	27,8	0,0	0,24	0,0	0,35
ZrO ₂	0,0	0,0	0,0	6,92	6,54	8,0	7,83	5,07	0,0	0,0	0,0	0,0
S	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fo	79,84	84,10	80,91	—	—	—	_	—	—	_	_	—
Сумма	99,43	99,42	98,76	97,46	98,37	97,83	98,53	96,81	99,48	97,36	97,13	97,26

5. Химический состав минеральных фаз, полученных в эксперименте с природным серпентином (опыт 2-1-11) при высоких температурах и давлениях (мас. %). По данным микрорентгеноспектрального анализа

Продолжение табл. 5

Компоненты	Mont	Mws	Mws	Mws	Mws	Mws	Sp	Ir	Ir	Ir	Ir
SiO ₂	35,34	0,0	0,0	0,0	0,0	2,52	5,46	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,66	55,38	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO+Fe ₂ O ₃	3,78	82,44	81,38	81,38	77,56	65,32	24,17	99,01	98,49	89,94	79,63
Cr ₂ O ₃	0,0	0,98	1,17	2,6	2,34	7,67	1,78	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,99	1,04	8,11	18,6
MgO	11,43	16,57	16,67	14,97	20,0	21,43	12,7	0,0	0,0	0,0	0,0
MnO	0,0	0,0	0,39	0,0	0,0	0,44	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	45,8	0,0	0,0	0,0	0,0	1,23	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZrO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
S	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,47	1,94	1,52
Fo	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Сумма	96,35	99,99	99,61	99,95	99,9	99,27	99,49	100,0	100,0	99,99	99,75

Примечание. Ol – оливин, Gar – гранат, Chr – хромит, Mont – монтичеллит, Mwst – магнезиовюстит, Sp – шпинель, Ir – металлическое железо.

42,8 мас.%, соответственно, это сопровождается изменением в содержании MgO 52,7–22,02 мас.%. В некоторых зёрнах отмечается присутствие MnO. Диапазон вариации FeO и MgO в ортопироксене 2,7–7,6 и 38,9–36,4 мас.%, соответственно. В состав ортопироксена могут входить в незначительных количествах MnO и Al_2O_3 . Второстепенные фазы (гранат и хромит) характеризуются меньшим изменением состава. Содержания в гранате (в мас.%): MgO 28,9–31,0, Al_2O_3 18,9–20,1, Cr_2O_3 3,1–5,1, Fe_2O_3 +FeO 1,1–1,3. В хромите установлены следующие содержания компонентов (в мас.%): Cr_2O_3 47,2–58,0, Fe_2O_3 +FeO 20,4–36,4, Al_2O_3 7,6–10,2, MgO 7,6–10,2. В образце после опыта присутствовали также твёрдый раствор углерода в железе (γ –фаза) (рис. 5, Г), графит (см. рис. 5, В), пирротин и карбид железа (см.

рис. 5, В–Г). Магнезиовюстит встречается редко. Следует обратить внимание на состав карбида (см. табл. 6). Определённые составы по содержанию железа находятся в интервалах 91,04–91,93 или 88,8–90,03 мас.%. Составы карбидов Fe₃C и Fe₇C₃ сравнительно близки, разница составляет 1,74 мас.%. Вероятно, в образце присутствовали два карбида, так как при *P* 5,5 ГПа возможна кристаллизация карбида Fe₇C₃ [2]. Пирротин присутствовал совместно с γ -фазой в виде эвтектоидной смеси в интерстициях между другими минералами (см. рис. 5, В–Г). В контрольной ампуле были диагностированы графит, закалённый сплав железа и никеля с углеродом.

Процесс, реализованный в экспериментах авторов данной статьи, начинался с разложения серпентина,



Рис. 4. Микрофотографии продуктов опыта (2-1-11) в системе графит-серпентин-металлическое железо при Р 5,5 ГПа и Т 1350°С. Фотографии в отражённых электронах:

А–В – разные участки одного образца (см. описание в тексте статьи): Ol, Ol₁, Ol₂ – оливин, Gar, Gar₁ и Gar₂ – гранаты, приуроченные к зёрнам хромита или среди зёрен оливина с разным содержанием хрома, Chr – хромит, Spl – шпинель, Mws₁ и Mws₂ – магнезиовюстит с различным содержанием MgO, Ch – карбид железа, Ir, Ir₁ и Ir₂ – металлическое железо исходное и γ -фаза, Gr – графит; время эксперимента 18 часов

которое происходит при T 700°C с образованием оливина и ортопироксена. Выделяющаяся при этом H₂O частично консервируется во включениях в новообразованных минералах, и частично переходит в газовую фазу, что было показано посредством метода газовой хроматографии [8]:

 $2Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 \rightarrow 2Mg_5SiO_4 + Mg_5Si_2O_6 + 4H_2O.$

При этом количество H_2O в газовой фазе многократно превышает суммарное количество других неорганических газов. H_2O вступает в реакцию с графитом с образованием углеводородных соединений и их кислородсодержащих аналогов, что установлено методом хромато-масс-спектрометрии [36]. Были обнаружены как компоненты природного газа (метан, этан, пропан, бутан), так и нефти – насыщенные углеводороды (от пентана до гексадекана). Кроме них, в газовой фазе образцов идентифицированы альдегиды, кетоны, спирты. Протекание реакции $2C+H_2O\rightarrow CH_4+CO_2$ при высоких температурах и давлениях допускал ещё Е.В.Чекалюк [11]. А появление высокомолекулярных углеводородов связано, вероятно, с полимеризацией метана [35].

Тем не менее, нельзя исключать и взаимодействие H₂O непосредственно с железом с образованием водорода:

 $Fe+H_2O \rightarrow FeO+H_2$.

В этом случае образование углеводородов связано с реакцией гидрогенизации графита:

 $C+2H_2 \rightarrow CH_4$.

Процесс гидрогенизации графита широко известен, причём железо является его катализатором [24, 37]. Процесс гидрогенизации также возможен, если в качестве источника углерода в реакции участвует алмаз [31, 34].

Образование карбида железа (когенита) и вюстита в экспериментах возможно также ещё на этапе подъёма температуры с участием газовой фазы по следующей реакции:

 $5Fe+CO_2 \rightarrow Fe_3C+2FeO_2$

или при непосредственном контакте графита с исходным железом:

 $3Fe+C \rightarrow Fe_3C$.

При *P* 5,5 ГПа появление карбида Fe_7C_3 связано с реакцией:

 $7Fe_3C+2C \rightarrow 3Fe_7C_3$.

FeS в системе кристаллизовался на этапе снижения температуры из расплава эвтектического состава совместно с металлическим железом [2].

При разложении серпентина образуются магнезиальные фазы оливин и ортопироксен, но при наличии свободного железа, как в экспериментах авторов данной статьи, происходят реакции замещения магния на железо в силикатных фазах. Этот процесс – наиболее интересное явление в проведённых экспериментах. Как указывалось выше, в продуктах опытов присутствовали гранат и хромит, но в виде акцессорных фаз. Именно оливин является основным, «породообразующим»

Компоненты	Ol	Ol	Ol	Ol	Opx	Opx	Gar	Gar	Gar	Gar	Chr	Chr	Chr
SiO ₂	40,67	39,64	36,11	34,08	57,04	54,34	43,34	44,67	44,2	43,58	0,0	0,0	2,35
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,35
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,55	18,93	19,65	20,18	21,07	10,17	10,05	7,63
FeO+Fe ₂ O ₃	8,76	14,2	35,25	42,78	2,7	7,56	1,13	1,14	1,33	1,61	20,43	20,46	36,45
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,14	3,0	3,11	2,78	58,02	57,35	47,19
MgO	52,7	43,75	28,36	22,02	38,92	36,37	28,87	30,02	31,04	29,15	9,68	9,39	5,44
MnO	0,19	1,21	0,0	1,06	0,43	0,37	0,43	0,0	0,0	0,44	0,0	0,0	0,0
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
S	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fo	90,80	83,49	58,92	46,19	_	_	_	_	_	_	_	_	_
Сумма	102,32	98,8	99,72	99,94	99,09	99,19	97,84	98,48	99,86	98,63	98,3	97,25	99,41

6. Химический состав минеральных фаз, полученных в эксперименте с природным серпентином (опыт 2-3-11) при высоких температурах и давлениях (мас. %). По данным микрорентгеноспектрального анализа

Продолжение табл.6

Компоненты	Mwst	Mwst	Mwst	Pr	Pr	Pr	Carb	Carb	Carb	Carb	Carb	Carb	Carb
SiO ₂	0,58	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	0,74	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO+Fe ₂ O ₃	88,22	88,68	89,3	71,43	69,34	67,73	91,93	91,2	91,04	89,8	89,06	88,93	88,8
Cr ₂ O ₃	2,46	2,09	2,24	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	6,35	5,01	4,71	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MnO	0,0	0,54	0,72	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
S	0,0	0,0	0,0	28,07	29,73	31,52	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fo	_	—	_	-	_	-	_	_	_	_	_	_	_
Сумма	98,35	96,32	96,97	99,5	99,07	99,25	91,93	91,2	91,04	89,8	89,06	88,93	88,8

Примечание. Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Gar – гранат, Chr – хромит, Mwst – магнезиовюстит, Pr – пирротин, Carb – карбид.

минералом в продуктах опытов. Состав оливина в экспериментах 4-13-13, 4-15-13, 2-3-11 характеризуется очень широким диапазоном в содержании магния и железа (рис. 6), что определяется контрастностью окислительно-восстановительных условий в образце в первые часы экспериментов. В образце из опыта 2-1-11 установлено, что содержание FeO в оливине находится в более узком диапазоне: 14,07-18,3 мас.% (см. табл. 5). Единственным значимым отличием трёх указанных экспериментов от опыта 2-1-11 является длительность последнего (см. табл. 2). Поэтому представляется логичным вывод о том, что при длительности экспериментов до 7,5 часов в исследуемой системе не наступает равновесие по составу оливина и, соответственно, других минералов, а при длительности 18,5 часов система приближается к равновесию. Так, наиболее высокохромистый гранат кристаллизовался именно в самом длительном опыте (рис. 7).

Данные выводы подтверждают и результаты проведённых ранее [12, 14, 15] исследований совместной кристаллизации алмаза и силикатных фаз в металлуглерод-силикатной системе, где в качестве исходного материала использовали базальтовый состав. В результате получены оливины с содержанием FeO 4,18-7.70 мас.%, при этом длительность экспериментов составляла 60-90 часов. Низкую железистость, несмотря на резкое преобладание железа в системе, имели и другие силикатные фазы: пироксен, гранат, шпинель. Следует отметить, что в проведённых экспериментах окислительно-восстановительная обстановка могла локально варьировать в широких пределах, поскольку серпентин разлагался с выделением воды. Однако в целом в системе её вариации находились между буферами IW (присутствие металлического железа в опытах) и ССО (присутствие избыточного графита в системе). Внешнее давление, как показывают представленные эксперименты, играет второстепенную роль в формировании



Рис. 5. Микрофотографии продуктов опыта (2-3-11) в системе серпентин–графит–металлическое железо–сера при *P* 5,5 ГПа и *T* 1350°C. Фотографии в отражённых электронах:

A–Г – разные участки одного образца (см. описание в тексте статьи): OI – оливин, Opx – ортопироксен, Gar – гранат, Chr – хромит, Mwst – магнезиовюстит, Pr – пирротин, Carb – карбид железа, Ir – металлическое железо, Gr – графит; время эксперимента 7,5 часов

высокомагнезиальных минералов, так как моделируемые процессы контролируются именно окислительновосстановительной обстановкой. Несмотря на избыток железа в образце, самые высокомагнезиальные силикаты зафиксированы в непосредственной близости к зоне контакта металлического железа и основной массы оливина.

Металл-силикатные системы известны среди природных объектов. В первую очередь это метеориты как вещество разрушившихся космических тел. Давно замечено, что в обыкновенных хондритах магнезиальность оливина сопряжена с количеством металлической фазы [17], и чем больше железа присутствует в свободном состоянии, тем выше содержание магния в оливинах. Это явление связывают со степенью восстановленности вещества [39]. Экспериментам авторов данной статьи по составу в большей степени соответствуют железокаменные метеориты, основной минеральный состав которых достаточно простой: оливин, металлическая фаза (камасит, тэнит), хромит, сульфиды, карбиды, ортопироксен. Также может присутствовать плагиоклаз (в мезосидеритах). Вариации состава оливинов в железокаменных метеоритах значительные: в палласитах содержание форстеритового компонента находится в диапазоне 80-90 мол.%, в мезосидеритах этот интервал ещё больше и составляет 49-86 мол.% [17]. Для сравнения: в железных метеоритах количество форстеритового компонента находится в очень узком диапазоне 95-98 мол.% [17]. В железокаменных метеоритах вариации состава характерны для хромитов и пироксенов. Одной из возможных причин данного явления по аналогии с представленными результатами экспериментов может быть неравновесность состояния вещества железокаменных метеоритов. С этим предположением



Рис. 6. Соотношение MgO, FeO и SiO₂ в оливинах из экспериментов:

опыты: 1 – 4-15-13, 2 – 4-13-13, 3 – 2-1-11, 4 – 2-3-11



Рис. 7. Соотношение FeO, AI_2O_3 и Cr_2O_3 в гранатах из экспериментов:

см. услов. обозн. к рис. 6

согласуется особенность мезосидеритов – брекчиевая текстура.

Есть и земные металл-силикатные породы, например, траппы, содержащие самородное железо. Эти породы характеризуются очень широкими вариациями состава оливина: FeO 39,47-68,87 и MgO 5,04-25,58 мас.%, соответственно [9]. Кроме самородного железа, руды содержат камасит, графит, когенит, сульфиды, вюстит, магнетит, ильменит, шпинель, пироксены, плагиоклаз. Следует подчеркнуть, что совместно с железом и вюститом устойчиво присутствует магнетит. Это обстоятельство свидетельствует о чрезвычайно неравновесных окислительно-востановительных условиях образования пород. Фугитивность кислорода на уровне буферов железо-вюстит и вюстит-магнетит различается на 3 порядка [4, 20]. Присутствие никеля в системе увеличивает фугитивность кислорода: буферные равновесия никель-бунзенит и вюстит-магнетит сопоставимы [4]. Но если никель растворён в расплаве железа, то смещение буферного равновесия незначительно относительно буфера Fe–FeO [20]. В самородном железе из траппов содержится Ni лишь до 1,5 мас.% [9]. Поэтому неравновесность в траппах вызвана, скорее всего, воздействием внешних агентов, приведших к восстановлению этих пород. Роль фугитивности кислорода заключается в изменении валентного состояния Fe^{+2}/Fe^0 и появлении металлического железа в природных парагенезисах.

В веществе метеоритов, вероятно, в отличие от траппов, фугитивность кислорода определялась составом самой системы, точнее, наличием большого объёма Fe–Ni сплава. На этот вывод, в частности, указывает эволюция состава оливинов в ряду мезосидериты–палласиты–железные метеориты, для которого характерно увеличение магнезиальности оливина при уменьшении вариации его состава (рис. 8). Считается, что метеориты отражают внутреннее строение планет, при этом железокаменные и железные метеориты соответствуют мантии и ядру разрушившегося космического тела [7]. То есть не только в ядре, но и в мантии Земли может содержаться большое количество металлического железа.

В мантийных алмазах включения оливина характеризуются очень узким диапазоном состава – форстеритового компонента 90,2–95,4% [32], в исключительных случаях до 88% [16]. Следует обратить внимание на то,



Рис. 8. Вариации состава оливинов в экспериментах 4-13-13, 4-15-13, 2-1-11 и 2-3-11 в сравнении с длительными экспериментами в системе $Fe_{0,36}Ni_{0,34}$ -базальт-С при *P* 5,5 ГПа [15] и природными образцами из траппов, содержащих самородное железо [9], метеоритов [17, 23], алмазов [32]

что диапазон вариаций состава оливина из включений в природных алмазах полностью сопоставим с экспериментальными результатами [15].

При кристаллизации силикатных расплавов в области стабильности свободного железа оно может присутствовать и накапливаться в металлической фазе, тем самым приводить к образованию силикатов и оксидов с низкой железистостью, несмотря на избыток железа в системе [3]. Поэтому в работе [15] сделан вывод, что низкая железистость силикатных включений в природных алмазах, по-видимому, обусловлена высоковосстановительными условиями, отражающими присутствие железа в металлическом состоянии. Следует подчеркнуть, что высокая магнезиальность оливинов характерна не только для алмазов перидотитового, но и для алмазов эклогитового парагенезиса.

Таким образом, коровый субдукционный материал, состоящий из пород основного состава с прослоями серпентинитов, проникая в глубокие горизонты мантии, попадая в восстановительные условия, соответствующие устойчивости металлического железа, неизбежно должен испытывать перекристаллизацию с образованием минералов, по составу отвечающим этим условиям. Соответственно, коровый углерод, захваченный субдуцирующей плитой, в этих условиях также испытывает перекристаллизацию, но уже в виде алмазов с характерными включениями, соответствующими металл-сульфид-силикатной системе, что и было зафиксировано в исследовании [28]. Экспериментально установлено, что системы Fe-Ni-C-S, Fe-Co-C-S, Fe-C-S являются алмазгенерирующими средами [2, 6].

А.А.Чепуров, А.И.Туркин, А.И.Чепуров выполняли работу в рамках проекта № 0330-2016-0012. В.М.Сонин и Е.И.Жимулев благодарят за поддержку РНФ (грант № 17-17-01154).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 1–24.
- 2. Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe-C-S при 5,3-5,5 ГПа и 1300-1370°С / Е.И.Жимулев, В.М.Сонин, А.М.Миронов, А.И.Чепуров // Геохимия. 2016. Т. 54. № 5. С. 439-446.
- Влияние фугитивности кислорода на железистость силикатов в условиях верхней мантии / И.И.Федоров, А.А. Чепуров, В.М.Сонин и др. // Геохимия. 1999. № 9. С. 961–966.
- Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация мантии при плавлении. – М.: Наука, 1986.
- Консервация водного флюида во включениях в минералах и межзерновом пространстве при высоких *P-T* параметрах в процессе разложения антигорита / А.И.Че-

пуров, А.А.Томиленко, Е.И.Жимулев и др. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. 305–320.

- Кристаллизация алмаза в системах Fe–Co–S–C и Fe– Ni–S–C и роль металл-сульфидных расплавов в генезисе алмазов / Е.И.Жимулев, А.И.Чепуров, Е.Ф.Синякова и др. // Геохимия. 2012. № 3. С. 227–239.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Состав и строение ядра Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016.
- Проблема воды в верхней мантии: разложение антигорита / А.И.Чепуров, А.А.Томиленко, Н.И.Жимулев и др. // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 391–394.
- Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. – Новосибирск: Наука, 1985.
- 10. Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Поспелова Л.Н. Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис // Геология и геофизика. 1981. № 12. 25–29.
- 11. Чекалюк Е.В. Нефть верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1967.
- Чепуров А.А., Сонин В.М., Чепуров А.И. Влияние силикатов на рост синтетических кристаллов алмаза // Записки ВМО. 2002. Вып. СХХХІ. № 1. С. 107–110.
- Чепуров А.И., Фёдоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997.
- Чепуров А.А., Фёдоров И.И., Чепуров А.И. Экспериментальное изучение кристаллизации алмаза в металл-силикатно-углеродных системах // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 56–60.
- Экспериментальное и термодинамическое изучение кристаллизации алмаза и силикатов в металл-силикатноуглеродной системе // И.И.Федоров, А.И.Чепуров, В.М.Сонин и др. // Геохимия. 2008. № 4. С. 376–386.
- Anomalously high Ni admixture in olivine inclusions from microdiamonds, the Yubileinaya kimberlite pipe, Yakutia // N.V.Sobolev, A.M.Logvinova, D.A.Zedgenizov et al. // Doklady Earth Sciences. 2000. Vol. 375. P. 1403–1406.
- Buchwald V.F. The mineralogy of iron meteorites // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 1977. Vol. 286. P. 453–491.
- Diamonds and the geology of mantle carbon / S.B.Shirey, P.Cartigny, D.J.Frost et al. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2013. Vol. 75. P. 355–421.
- Evidence of subduction and crust-mantle mixing from a single diamond / D.J.Schulze, B.Harte, J.W.Valley, D.M.D.Channer // Lithos. 2004. Vol. 77. P. 349–358.
- Fedorov I.I., Chepurov A.A., Dereppe J.M. Redox conditions of metal-carbon melts and natural diamond genesis // Geochemical Journal. 2002. Vol. 36. P. 247–253.
- Frost D.J., McCammon C.A. The redox state of the Earth's mantle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2008. Vol. 36. P. 389–420.
- 22. *Garanin V.K., Kudryavtseva G.P.* Morphology, physical properties and paragenesis of inclusion-bearing diamonds from Yakutian kimberlites // Lithos. 1990. Vol. 25. P. 211–217.
- Geochemistry and oxygen isotope composition of maingroup pallasites and olivine-rich clasts in mesosiderites: Implications for the «Great Dunite Shortage» and HEDmesosiderites connection / R.C.Greenwood, J.-A.Barrat, E.R.D.Scott et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. Vol. 169. P. 115–136.
- Goethel P.J., Fuentes S., Yacaman M.J. The tunneling action of group VIII metal particles in catalyzed graphite hydrogenation // Journal of Catalysis. 1988. Vol. 114. P. 46–52.
- Jacob D.E., Kronz A., Viljoen K.S. Cohenite, native iron and troilite inclusions in garnets from polycrystalline diamond aggregates // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 146. P. 566–576.
- Kaminsky F.V., Wirth R. Iron carbide inclusions in lowermantle diamond from Juina, Brazil // Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. P. 555–572.
- 27. *Kennedy C.S., Kennedy G.C.* The equilibrium boundary between graphite and diamond // Journal of Geophysical Research. 1976. Vol. 81. P. 2467–2470.
- Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle / E.M.Smith, S.B.Shirey, F.Nestola et al. // Science. 2016. Vol. 35. Iss. 6318. P. 1403–1405.
- McCammon C.A., Kopylova M.G. A redox profile of the Slave mantle and oxygen fugacity control in the cratonic mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 148. P. 55–68.
- Mineral inclusions in sublithospheric diamonds from Collier 4 kimberlite pipe, Juina, Brazil: subducted protoliths, carbonated melts and primary kimberlite magmatism / G.P.Bulanova, M.J.Walter, C.B. Smith et al. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. Vol. 160. P. 489–510.
- Sonin V.M., Chepurov A.I., Fedorov I.I. The action of iron particles at catalyzed hydrogenation of {100} and {110} faces of synthetic diamond // Diamond and Related Materials. 2003. Vol. 12. P. 1559–1562.
- Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds constraints from mineral inclusions // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 34. P. 5–32.

- 33. *Stagno V., Frost D.J.* Carbon speciation in the asthenosphere: experimental measurements of the redox conditions at which carbonate-bearing melts coexist with graphite or diamond in peridotite assemblages // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 300. P. 72–84.
- The action of iron particles at catalyzed hydrogenation of natural diamond / A.I.Chepurov, V.M.Sonin, P.P.Shamaev et al. // Diamond and Related Materials. 2002. Vol. 11. P. 1592–1596.
- 35. The evolution of multicomponent system at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum / J.F.Kenney, V.A.Kutcherov, N.A.Bendeliani, V.A.Alekseev // Proc. National Acad. Sci. USA. 2002. Vol. 99. P. 10976–10981.
- 36. The synthesis of methane and heavier hydrocarbons in the system graphite-iron-serpentine at 2 and 4 GPa and 1200°C / A.A.Tomilenko, A.I.Chepurov, V.M.Sonin // High Temperatures–High Pressures. 2015. Vol. 44. Iss. 6. P. 467–473.
- Tomita A., Tamai Y. Optical microscopic study on the catalytic hydrogenation of graphite // Journal of Physical Chemistry. 1974. Vol. 78. P. 2254–2258.
- Ulmer P., Trommsdorff V. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism // Science. 1995. Vol. 268. P. 858–861.
- Weisberg M.K., McCoy T.J., Krot A.N. Systematic and evolution of meteorite classification. In: Meteorites and the Early Solar System II. Lauretta D.S., McSween H.Y. Ir. (ed), University of Arizona Press, Tucson. 2006. P. 19–52.

ПОДПИСЧИКАМ

Оформить подписку на журнал «Отечественная геология» можно в почтовых отделениях связи по каталогу «Газеты. Журналы» ОАО Агентства «Роспечать» (подписной индекс 70824)

Периодичность — шесть номеров в год.

На электронную версию журнала можно подписаться на сайте Научной Электронной библиотеки: https://elibrary.ru

DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10025

УДК 553.8+551.2+552.08 © М.С.Ходня, П.А.Игнатов, Л.В.Лисковая, 2018

Вещественные признаки карбонатных флюидовзрывных образований Накынского алмазоносного поля Якутии

М.С.ХОДНЯ, П.А.ИГНАТОВ (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ–РГГРУ); 117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23), Л.В.ЛИСКОВАЯ (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО); 678174, Республика Саха (Якутия), г. Мирный, Чернышевское шоссе, 16)

Рассмотрены особенности минерального и элементного составов специфических образований Накынского кимберлитового поля – карбонатных брекчий и связанных с ними прожилков. Комплекс петрографических, минералогических, кристаллографических признаков цемента карбонатных брекчий и прожилков указывает на их флюидо-взрывное происхождение. Таким образом, флюидизиты дополняют существующий ансамбль взрывных образований поля, представленный кимберлитами и эруптивными брекчиями базитов. По ряду геохимических характеристик выявлены сходства изученных флюидизитов с кимберлитами, что даёт основание использовать эти образования в качестве косвенного поискового признака кимберлитовых тел. *Ключевые слова*: кимберлиты, алмазы, Накынское поле, Якутская алмазоносная провинция, эруптивные брекчии базитов, флюидизиты.

Ходня Мария Сергеевна Игнатов Петр Алексеевич Лисковая Людмила Валентиновна



maria.hodnia@yandex.ru petrignatov@gmail.com liskovayalv@alrosa.ru

Material properties of carbonate fluid fracturing formations of the Nakyn diamondiferous field of Yakutia

M.S.HODNYA, P.A.IGNATOV (Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education «Russian state University for Geological Prospecting named after Sergo Ordzhonikidze»), L.V.LYSKOVAYA (NIGP (Geo-Scientific research Enterprise) Public Joint Stock Company «ALROSA»)

Petrographic, mineralogical, and crystallographic features of carbonate breccia cement and fludizite veins indicates their fluid-explosive origin. Thus, fluidizites are part of ensemble of explosive formations of the field, which includes kimberlites and eruptive breccias of basites. Geochemical characteristics and mineral composition confirm the similarity of the described fluidizites with kimberlites, which makes it possible to use these formations as an indirect search sign of kimberlite bodies. *Key words*: kimberlites, dimonds, Nakyn field, Yakutian dimond province, eruptive breccias of basic rocks, fluidizites.

Накынское кимберлитовое поле расположено в Средне-Мархинском районе Якутской алмазоносной провинции и хорошо изучено. В его пределах известны промышленные месторождения алмазов кимберлитовых трубок Нюрбинская и Ботуобинская и дайкового тела Майское, а также рудопроявления Мархинское, Озёрное и Д-96 [2].

Кимберлиты формировались в среднепалеозойский этап тектоно-магматической активизации Восточно-Сибирской платформы, которая сопровождалась внедрением силлов, даек и некков докимберлитовых траппов и посткимберлитовых базальтовых даек, хонолита и эруптивных брекчий. Кимберлиты и эруптивные брекчии базитов имеют тектонический контроль [2, 6, 9], сопровождаются флюидоразрывными карбонатными образованиями и гидротермальной минерализацией [8].

Кимберлитовые тела перекрыты толщей песчаноглинистых мезозойских отложений и современными элювиально-делювиальными образованиями. Слабая контрастность петрофизических свойств, слабая выраженность в магнитном поле, а также наличие траппового магматизма на территории затрудняют применение традиционных геофизических и геохимических методов поисков [5, 10].

В Накынском поле распространены карбонатные прожилки и брекчии, имеющие признаки взрывного генезиса [8]. В представленной работе приведены особенности минерального и элементного составов, которые отличают их от вмещающих осадочных карбонатных пород нижнего палеозоя и сближают с кимберлитами и эруптивными брекчиями базитов.

Карбонатные прожилки и связанные с ними брекчии карбонатного состава, которые авторы относят к флюидовзрывным образованиям, сложены мелкозернистым агрегатом непрозрачного кальцита или(и) доломита с примесью кварца до 10% и более, полевых шпатов и слюд алевритовой и песчаной размерности.

В разрезе они охватывают верхнюю часть нижнепалеозойской толщи, встречаясь преимущественно в породах ордовика. Этот интервал составляет порядка 100 м от кровли нижнепалеозойской толщи. В целом он соответствует вертикальному распространению вторичного кальцита в виде прожилков и друз. В низах нижнепалеозойских пород распространены прожилки и гнёзда вторичного гипса.

В составе цемента карбонатных брекчий и прожилков имеются признаки, по которым их следует считать подземно-взрывными образованиями:

директивное распределение алевритовых и песчаных зёрен вдоль границ прожилков, что указывает на флюидный режим их образования;

присутствие зёрен кварца, полевых шпатов, слюд, иногда акцессорных флогопита, апатита, циркона, пироксенов, которые авторы также считают кристаллокластами, выделений хлорита, замещающего флогопит, и серпентина в ассоциации с глинистыми минералами, подтверждённых дифрактометрическими анализами (рис. 1);

наличие зёрен кварца с планарными трещинами, характерными для ударных деформаций; примесь оскольчатых, иногда в виде рогулек, зёрен кварца, представленных кристаллокластами, размер их, как правило, алевритовый или мелкопесчаный (рис. 2);



Рис. 1. Зёрна кварца и флогопита в кальцит-доломитовом агрегате флюидизитового прожилка. Микрофото шлифа:

николи скрещены; скв. Н-37/1, глубина 331 м



Рис. 2. Иглоподобное зерно кварца, вероятно, вулканокластического происхождения в слабо анизотропной массе с выделениями глинистых минералов:

скв. 504-1, глубина 473 м; фото и измерения выполнены в ФГБНУ «НИИГБ» с помощью сканирующего электронного микроскопа EVO LS10 (Zeiss, Германия), оснащённого кремний-дрейфовым энергодисперсионным спектрометром Oxford X-MAX⁵⁰

присутствие рентгеноаморфного вулканического стекла в виде изотропной массы или мелких обломков песчаного иногда мелкогравийного размера;

коррозия доломитом и кальцитом выделений изотропного микрозернистого материала и некоторых песчаных зёрен кварца, что может быть связано с воздействием высоко нагретых газов или гидротерм;

фазы редкоземельного апатита и бритолита (Ce,Ca)₅×(SiO₄,PO₄)₃(OH,F), установленные микроэнергодисперсионным анализом (рис. 3).

Многие из отмеченных признаков считаются характерными для выделения класса флюидизитовых (туффизитовых) пород [1, 7].

Результаты термографического и рентгенографического изучения карбонатов рассматриваемых прожилков, карбонатов осадочных пород нижнего палеозоя и кимберлитов показали их отличия по кристаллографическим параметрам и удельной теплоте диссоциации, которая изменяется от 111 до 833 дж/град. [14].

Взрывные образования Накынского поля различаются по соотношению кальцита и доломита. Выявился тренд относительного возрастания доломита над кальцитом в ряду кимберлиты—эруптивные брекчии базитов—флюидовзрывные карбонатные брекчии и прожилки–вмещающие осадочные породы. Сопоставление этих отношений с удельной теплотой диссоциации карбонатов из данных образований показывает их существенные отличия (рис. 4).



Рис. 3. Материал карбонатной массы флюидизитового прожилка с вторичным пиритом и макроскопическим зерном бритолита:

скв. Н-37/1, глубина 245 м; фото и измерения выполнены в ФГБНУ «НИИГБ» с помощью сканирующего электронного микроскопа EVO LS10 (Zeiss, Германия), оснащённого кремний-дрейфовым энергодисперсионным спектрометром Oxford X-MAX⁵⁰



Рис. 4. Соотношение доломита и кальцита и их Q из кимберлитов, эруптивных брекчий базитов, карбонатных флюидовзрывных брекчий и прожилков (флюидизитов) и вмещающих их осадочных пород ордовика Накынского поля:

1 — основная масса кимберлитов (трубки Нюрбинская, Ботуобинская, тело Майское); 2 — эруптивные брекчии базитов; 3 — флюидовзрывные карбонатные брекчии; 4 — флюидизитовые прожилки; 5 — осадочные образования

Порода	Cr	Ni	V	Со	Zr	Ce	Ti
Неизмененные карбонатные породы (7 проб ICP MS)	15-101	4,2–28	7,6–34	1,5–12	13–49	13–37	411–1679
Флюидизиты (18 проб ICP MS)	18-3012	12–54	6,7–48	0,57–9,4	3,7–80	13–55	128-2590
Кимберлиты Накынского поля (8 проб) [10]	379–1435	320-1100	22,9–118,6	25–131	36,2–90,2	12,53–54,9	1438–4314
Посткимберлитовые базиты трубки Нюринская (6 проб) [13]	31–60	44–52	43–396	43–66	264–600	100,1–125,8	3578-4095
Карбонатиты щелочно-ультра- основных комплексов [11]	165	19	4	4	50	77	2440
Карбонатиты кимберлитовые, Среднее [11]	910	710	15,4	8	6,5	115	9110

1. Пределы содержаний некоторых элементов (ppm) в карбонатных осадочных породах ордовика, флюидизитовых прожилках, кимберлитах и посткимберлитовых базитах Накынского поля и в карбонатитах

Установленные отличия карбонатов флюидизитов и кимберлитов, по мнению авторов данной статьи, отражают высокие содержания в них газово-флюидных микровключений и примесь дисперсной пирокластики.

По содержанию типичных для кимберлитов и карбонатитов элементов [11] рассматриваемые карбонатные брекчии и прожилки близки к вмещающим осадочным карбонатным породам ордовика и кимберлитовым карбонатитам и существенно отличаются от базитовых эруптивных брекчий (табл. 1). При этом следует учитывать, что кимберлиты Накынского поля отличаются от других полей пониженными содержаниями церия и других редких и радиоактивных металлов [7].

Материал флюидизитовых прожилков содержит большое количество карбонатных обломков и перекристаллизованного карбоната, что определяет его геохимическую схожесть с вмещающими известняками и доломитами. Однако флюидизиты отличаются более высокими содержаниями хрома, никеля и ванадия. Это сближает их с кимберлитами, для которых

Содержание, ррт	Флюидизит	Вмеш, порода	Флюндизит	Вмеш, порода	Флюидизит	Вмещ. порода	Флюидизит	Вмещ. порода	Флюндизит	Вмещ. порода
Sr	147,66	42,89	316,23	71,46	127,90	101,06	298,33	179,80	85,66	16 4,2 7
Y	9,46	8,19	13,98	11,05	14,09	5,86	15,95	11,03	9,20	6,60
La	40,67	18,80	25,38	6,70	6,91	7,56	16,60	10,30	9,03	6,21
Ce	78,19	36,52	51,87	14,87	18,12	14,13	27,18	19,69	19,09	10,99
Pr	8,87	4,26	6,11	1,78	2,54	1,62	4,10	2,50	2,34	1,30
Nd	29,81	14,98	23,44	7,24	10,67	6,18	16,22	9,72	9,15	4,77
Sm	4,50	2,45	4,48	1,76	2,62	1,34	3,37	2,14	2,00	1,00
Eu	0,43	0,33	0,72	0,45	0,53	0,30	0,77	0,50	0,45	0,24
Gd	4,46	2 ,44	4,12	1,74	2,30	1,18	3,11	2,09	1,79	0,92
ТЪ	0,53	0,33	0,63	0,33	0,45	0,19	0,53	0,37	0,30	0,16
Th	17,07	6,38	5,07	1,14	4,07	1,52	2,67	2,13	2,66	1,33
U	1,30	0,82	5,60	0,69	2,29	1,70	1,83	0,86	1,78	1,50
Zr	34,86	13,16	19,87	16,01	80,28	14,98	49 ,74	22,85	43,43	19,77
Nb	5,34	1,81	3,66	1,73	5,88	2,19	3,85	3,05	3,73	3,06
Номер скважины- глубина, м	474-402- 104,5a	474-402- 104,56	496-439- 137a	496-439- 1376	524-438- 102a	524-438- 1026	553-437- 145 a	553-437-145 б	518-458- 103a	518-458- 1036

2. Содержания некоторых элементов в парных пробах флюидизит-вмещающая карбонатная порода

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории МГУ им. М.В.Ломоносова, аналитик Я.В.Бычкова; цветом подчёркнуты отличия содержаний.

характерны высокие концентрации этих сидерофильных элементов [16].

Для того, чтобы выявить геохимические особенности прожилков, из образцов керна отобраны парные пробы флюидизитов и непосредственно вмещающих их карбонатных пород, и определены содержания микроэлементов (табл. 2).

Во всех образцах флюидизитов выявлены повышенные содержания стронция, иттрия, ниобия, редкоземельных элементов, урана и тория по сравнению с вмещающими породами. Указанная особенность свойственна кимберлитам Якутской алмазоносной провинции [7, 11, 12]. В этой связи повышенные содержания этих элементов в карбонатах флюидизитов можно связать с привносом материала из магматических кимберлитовых образований.

Для карбонатов флюидизитовых прожилков, в отличие от вмещающих пород, наблюдается больший разброс содержаний рубидия и бария. Это характерно и для кимберлитов Накынского поля [7]. Значительные колебания литофильных элементов, по-видимому, связаны с более активным проявлением флюидной фазы в процессе формирования кимберлитов и флюидизитов.

Следует отметить повышенное содержание лантана, вплоть до образования лантановых минералов (установленные фазы бритолита), что рядом исследователей также отнесено к характеристике кимберлитовых пород [3, 17].

Представленные минералого-геохимические данные по агрегативным карбонатным прожилкам и брекчиям (флюидизитам) Накынского алмазоносного поля Якутии позволяют сделать следующие выводы:

1. Комплекс петрографических, минералогических, кристаллографических признаков прожилков и цемента карбонатных брекчий указывает на их флюидновзрывное происхождение, что дополняет известные взрывные образования поля, представленные кимберлитами и эруптивными брекчиями базитов.

2. Рассмотренные флюидизиты по геохимическим характеристикам имеют сходства с кимберлитами. Поэтому их следует использовать в качестве косвенного поискового признака при детальных поисках коренных месторождений алмазов на закрытых территориях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. – М.-С.-Пб.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, ВСЕГЕИ, 2011.
- Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции / С.И.Костровицкий, З.В.Специус, Д.А.Яковлев и др. Отв. ред. академик Н.П.Похиленко. – Мирный: НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), ООО «МГТ», 2015.

- 3. *Бурков В.В., Подпорина Е.К.* Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах // ДАН СССР. 1966. Т. 171. № 4. С. 148–160.
- Гладков А.С., Кошкарев Д.А. Строение разломного узла как поисковый признак коренных месторождений алмазов // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Мат-лы IV региональной научно-практической конференции. – Мирный, 2014. С. 44–48.
- Герасимчук А.В., Горев Н.И. Проблемы прогнозирования погребенных месторождений алмазов на Сибирской платформе // Тез. докл. IV региональной научно-практической конференции. – Мирный, 2014. С. 40–43.
- 6. Игнатов П.А. Палеотектонические методы обнаружения скрытых структур, контролирующих месторождения урана и алмазов // Разведка и охрана недр. 2016. № 6. С. 11–15.
- Кимберлиты и некимберлитовая алмазоносность изверженных и метаморфических пород // Методическое руководство. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010.
- Комплекс нетрадиционных поисковых признаков коренных месторождений алмазов, используемый на закрытых территориях / П.А.Игнатов, К.В.Новиков, Н.Р.Зарипов и др. // Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов: научно-литературный альманах. – М.: МАКС Пресс, 2017. С. 207–228.
- Коробков И.Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазоносных районов Восточного борта Тунгусской синеклизы. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015.
- Костровицкий С.И. О целесообразности использования геохимических методов при поисковых работах на алмазы // Сб. мат-лов Всерос. научно-практической конференции «Роль геохимии в развитии МСБ ТПИ: прогноз, поиски, оценка и инновационные технологии освоения редкометалльных объектов» 21–23 ноября 2016 г. – М.: ИМГРЭ, 2016. С. 18–19.
- 11. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. М.: ИМГРЭ, 2004.
- Леснов Ф.П. Состояние и проблемы исследований в области геохимии редкоземельных элементов в кимберлитах // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат-лы Всерос. научной конференции. В 2 томах. Томск, 2002. С. 126–133.
- Проявления флюидно-взрывной дезинтеграции базитов в Накынском кимберлитовом поле (Якутская алмазоносная провинция) / А.И.Киселев, К.Н.Егоров, Р.А.Чернышов и др. // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 97–104.
- Сравнение карбонатов основной массы кимберлитов Якутии и вмещающих пород (на примере Накынского кимберлитового поля) / Л.В.Лисковая, П.А.Игнатов, О.Е.Ковальчук, Р.В.Еремеев // Известия вузов. Геология и разведка. 2013. № 1. С. 22–29.
- Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика / А.И.Киселев, В.В.Ярмолюк, К.Н.Егоров и др. // Петрология. 2016. Т. 14. № 6. С. 600–682.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
- 17. *Dawson J.B.* Basutoland kimberlites // Geol. Soc. Amer. Bull. 1962. Vol. 73. № 5. P. 545–560.

DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10026

УДК 553.463:(575.141) © М.Н.Жураев, Т.Н.Тураев, Б.У.Мухаммадиев, 2018

Геохимические особенности апогранитоидного вольфрамового оруденения (на примере нижнего яруса месторождения Яхтон)

М.Н.ЖУРАЕВ (Ташкентский Государственный Технический Университет имени Ислама Каримова; 100095, г. Ташкент, Алмазарский район, ул. Университетская, д. 2),

Т.Н.ТУРАЕВ (Государственное Предприятие «Южно-Узбекистанская ГСПЭ»; 181300, Кашкадарьинская обл., г. Шахрисабз, ул. Ипак йули, д. 9),

Б.У. МУХАММАДИЕВ (Националный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбек; 100174, г. Ташкент, Алмазарский район, ул. Университетская, д. 4)

Охарактеризован новый для Чакылкалян-Каратюбинского горнорудного района тип вольфрамового оруденения, основными признаками которого являются: алюмосиликатный (гранитоидный) субстрат, по которому формируются кремнещелочные рудоносные метасоматиты; существенный привнос в околорудное пространство Са, Si, Mg и Fe; полистадийный и дискретный характер рудного процесса; сложно построенное ореольное поле рудогенных элементов.

Ключевые слова: вольфрамовое оруденение, месторождения, Зарафшано-Алайский, золото, Каратюбе-Чакылкалянский рудный район, Яхтон, алюмосиликатные породы, метасоматиты, кварцевые диориты, рудоконтролирующие структуры, дробления, катаклаз, дайки, Южный Гиссар, апогранитоидное, мегаблок, первичный ореол, рудогенный элемент, шеелит, минерал.

Жураев Мехрож Нуриллаевич Тураев Турсун Нормуродович Мухаммадиев Байрамали Уйгун угли



j.mexroj@yandex.ru T.Turaev@ehat.uz svatic123@gmail.com

Geochemical peculiarities of apogranitoid tungsten mineralization (example from the lower tier of Yakhton field)

M.N.JURAEV (Tashkent State Technical University), T.N.TURAEV (State Enterprise «South Uzbekistan Geologic expedition of describing, searching»), B.U.MUKHAMMADIEV (National University of Uzbekistan)

The article describes new types of tungsten mineralization for the Chakylkalyan-Karatube mining region, its main features are: aluminosilicate (granitoid) substrate along which silicon-alkaline ore-bearing metasomatites are formed; significant addition of Ca, Si, Mg and Fe to the wallrock space; polystage and discrete nature of the ore process; a complexly constructed halo of ore-bearing elements.

Key words: tungsten mineralization, deposits, Zarafshan-Alai, Karatyube-Chakylkalyan ore region, Yakhton, aluminosilicate rocks, metasomatites, quartz diorites, ore control structures, crushing, cataclasis, dikes, Southern Gissar, Apogranitoid, megablock, primary halo, ore-bearing element, scheelite, mineral.

Месторождение Яхтон расположено в приводораздельной части хр. Чакылкалян в пределах одноимённого мегаблока, являющегося западным фрагментом Зарафшано-Алайской структурно-формационной зоны. Административно принадлежит Ургутскому району Самаркандской области. Месторождение открыто С.Н.Попенко и А.А.Конюком в 1946 г. Поисково-разведочные работы проводили В.М.Бирюков (1947– 1950 гг.) и Р.В.Цой (1962–1964 гг.), планомерная разведка и подсчёт запасов осуществлены Е.А.Румянцевым, Г.Г.Побединским, Р.В.Цоем, М.П.Гузановым (1968–1976 гг.) [5]. Вольфрамовое оруденение на месторождении приурочено к экзо-, эндоконтактовой зоне штокообразного интрузивного тела. Долгие годы месторождение Яхтон считалось классическим одноярусным представителем скарново-шеелитовой формации с формированием вольфрамового оруденения в контурах известковых скарнов контактового, межпластового, штокверкового и секущего морфотипов, образованным по разнообразным вулканогенно-терригенно-карбонатным породам рамы Яхтонского интрузива [1].

В последние годы сотрудниками ГП «Южно-Узбекистанская ГСПЭ» Госкомгеологии РУЗ выявлено вольфрамовое оруденение в нижнем ярусе месторождения, представленном породами яхтонского кварцеводиорит-гранодиоритового коллизионного С₃ комплекса.

Образование данного комплекса происходило в следующей хронологической последовательности: мелкозернистые слабопорфировидные пироксен-амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты; мелко-среднезернистые порфировидные биотит-амфиболовые (мезократовые) гранодиориты (главная интрузивная фаза); мелко- и среднезернистые порфировидные амфибол-биотитовые (лейкократовые) гранодиориты; жильные породы первого этапа: граниты, аплит-граниты, аплиты, пегматиты; жильные породы второго этапа: диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры [2].

Кварцевые диориты и сиенито-диориты встречаются в виде ксенолитов, реже – небольших самостоятельных тел. Мезократовые и лейкократовые гранодиориты имеют относительно схожий минеральный состав.

Петрохимические особенности комплекса заключаются в пониженной кислотности главных типов пород, умеренной железистости (обычно не выше 60%), натри-калиевом подтипе щелочности в большинстве массивов.

Характерно, что мелано- и мезократовые породы яхтонского комплекса на основе количественных минеральных соотношений определяются как существенно плагиоклазовые гранитоиды, но обладают повышенным содержанием калия, фиксируемого в обильном биотите.

Комплекс немагнитный. Содержание (в г/т): Rb – 100–150, Sr – 670–790, Σ РЗЭ – 170–260. Нижняя возрастная граница комплекса фиксируется средневерхнекаменноугольными отложениями маргузорской свиты,верхняя – дайками микрошонкинитов и вогезитов пермо-триасового алмалысайского комплекса. Радиологические данные – 268–309 млн. лет (определения по биотиту и амфиболу, К-Аг метод, ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Учитывая, что в некоторых массивах заметны следы смятия (участие в складчатости), незатронувшего позднекаменноугольные интрузивы Зарафшано-Туркестанского сегмента, возраст яхтонского комплекса принимается как соответствующий началу верхнего карбона.

Комплексы регионального распространения включают сложнопостроенный алмалысайский габбро-монцонит-сиенитовый и южно-тяньшанский комплекс даек субщелочных габброидов и лампрофиров.

Дайки алмалысайского комплекса (пермь-триас) встречаются как в пределах Яхтонского рудного поля, так и на сопредельных площадях. Простирание даек преимущественно северо-восточное, редко северо-западное, единичные дайки широтного направления. Падение крутое (65°–80°). Мощность варьирует от 0,2 до 3 м, протяжённость до 3 км. Дайки алмалысайского комплекса секут весь домезозойский разрез, все гранитоидные комплексы и во многих случаях пересекают шарьяжные структуры.

Петрохимическими особенностями комплекса являются недонасыщенность пород SiO₂ и Al₂O₃ и повышенная щелочность при ведущей роли калия. Общая железистость нарастает от 48% в ранних подразделениях до 76% в поздних. Для пород комплекса характерны повышенные содержания рубидия, фтора, бора, ванадия и хрома. Тип акцессорной минерализации апатит-магнетитовый (с флюоритом).

Возраст комплекса определяется следующими соотношениями: его породы прорывают позднекаменноугольные гранитоиды гиссарского и каратюбе-зирабулакского комплексов и пермские субвулканические риолит-порфиры Яккабагских гор. Данные абсолютного возраста (231–247 млн. лет, К-Аг метод, биотит, ФГБУ «ВСЕГЕИ») не противоречат представлению о пермо-триасовом возрасте комплекса.

Южно-тяньшанский комплекс даек субщелочных габброидов и лампрофиров (T₂-T₃jut) как комплекс даек и трубок взрыва регионального распространения выделен И.В.Мушкиным (1977). На изучаемой территории комплекс представлен редкими дайками, описанными как эссексит-диабазы, камптониты, кампто-долериты и мончикиты.

Мончикиты и камптониты обладают сходным составом, главным образом различаясь особенностями структуры (тонкозернистой в камптонитах и стекловатой в мончикитах, офитовой в эссексит-диабазах). Во вкрапленниках мончикитов присутствует оливин, часто замещённый хлорит-серпентином, базальтическая роговая обманка и титан-авгит. В камптонитах во вкрапленниках оливин и титан-авгит, основная масса сложена лабрадором, титан-авгитом и баркевекитом. Структура породы микропорфировая, гломеропорфировая, основной массы – интерсертальная.

Для пород комплекса характерны недонасыщенность SiO_2 и пониженная общая железистость, сочетающиеся с повышенной щелочностью. Породы комплекса несут повышенные (относительно кларков) содержания **Pb**, **Sn**, **Cr**, **Ni**, иногда **Hg**.

Комплекс является наиболее поздним магматическим таксоном района, прорывая все его палеозойские подразделения. Данные по измерению абсолютного возраста в Южном Гиссаре характеризуют интервал времени 223–245 млн. лет, что не противоречит представлению о средне-, верхнетриасовом возрасте, геологически обоснованном на территории Республики Таджикистан.

Апогранитоидное вольфрамовое оруденение северной части Чакылкалянского мегаблока (рис. 1) контролируется поздней (по отношению к продуктивному на скарны яхтонскому интрузивному комплексу) тектонической зоной северо-восточного простирания. Структура выражена линейными зонами брекчирования и



Рис. 1. Основные элементы тектонического строения Чакылкалянского мегаблока:

позднепалеозойские интрузивные комплексы: 1 – габбро-диоритовый, 2 – адамеллит-гранитовый, 3 – калиевых гранитов, 4 – кварц-диорит-гранодиоритовый, 5 – двуслюдяных гранитов; 6 – контур обнажённого палеозоя; 7 – субширотные активизированные в Рz–Мz глубинные разломы: VI – Северо-Чакылкалянский, V – Кашкадарьинский; 8 – палеозойские конседиментационные разломы: первого порядка: VI – Зарафшанский, второго порядка: VII – Центрально-Чакылкалянский, VIII – Чаштепа-Тангисайский; 9 – северо-восточные разломы: первого порядка: I – Гузаро-Джизакской, второго порядка: II – Кырктауский, III – Турпаклинский; 10 – Чаштепа-Яхтонская тектонически-ослабленная зона; интрузивы и их номера: 1 – Каратюбинский, 2 – Акбайджуманский, 3 – Гурмакский, 4 – Кызылтурукский, 5 – Ургутский, 6 – Зинакский, 7 – Яхтонский, 8 – Чаштепинский, 9 – Камангаранский, 10 – Ходжадыкский

катаклаза, субпараллельными зонами мелкой трещиноватости, дайками гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров, линейными дайкообразными апофизами гранодиоритов, кварцевыми и пегматитовыми жилами, цепочками аномалий поляризуемости и геохимических ореолов типоморфных элементов вольфрамового оруденения.

Постколлизионная рудоподводящая деформационная структура (Чаштепа-Яхтонская тектонически ослабленная зона) северо-восточного простирания пересекает весь домезозойский разрез, все верхнепалеозойские гранитоидные комплексы, во многих случаях пересекает надвиго-шарьяжные структуры и контролирует положение двух рудных полей: Яхтонского и расположенного в 10 км к северо-востоку от него Чаштепинского (см. рис. 1).

На Яхтонском рудном поле зоны разрывных нарушений субмеридионального простирания формируют 2 рудоконтролирующие структуры, названные «Рудным» и «Западным» разломами (рис. 2), представленными системами сколовых трещин с отдельными швами дробления и катаклаза.

Вольфрамоворудные тела нижнего яруса месторождения Яхтон размещаются в зонах поликомпонентных метасоматитов, сформированных по гранодиоритам.

Рудные тела имеют в основном лентовидную форму при средних мощностях 4-5 м. По простиранию они

прослежены на сотни метров. Главный промышленный компонент руд – вольфрам (средние содержания в рядовых рудах 0,3–0,5%, в богатых 1,5–2,0%). Потенциальный интерес могут представлять (в г/т): **Au** до 3–4 (в отдельных пробах), **Mo** до 500–800, **Ag** до 115.

Основной минерал вольфрама – шеелит – представлен двумя генерациями: ранней, ассоциирующей с молибденитом и золотом, образующим рассеянную вкрапленность (с отдельными зёрнами размером 2–3 мм) и гнёзда (размером до 1 см в поперечнике) и поздней, для которой характерна ассоциация с сульфосолями (возможно образованная в процессе телескопирования различных минеральных ассоциаций), а также прожилковая форма обособлений (при мощности прожилков от нитевидных до 3 мм).

Для шеелита ранней генерации характерна ярко-голубая люминесценция, для шеелита поздней – голубовато- и желтовато-белая.

В пределах рудоносных зон шеелитовая минерализация сопровождается широко проявленными пирит-арсенопиритовой, сульфосольной (с сочетанием в ней сурьмяно-серебряных и свинцово-сурьмяных сульфосолей) минеральными ассоциациями, а также приуроченной к узким линейным зонам рассеянной молибденитовой и локально проявленной свинцово-цинковой минеральными ассоциациями. Важная особенность рудоносных зон – наличие в них тонких прожилков



Рис. 2. Геологическая карта Яхтонского рудного поля:

1 – четвертичные отложения нерасчленённые (Q); 2 – каменноугольная система: средний-верхний отделы нерасчленённые, маргузарская свита (C_{2-3} mr); 3–5 – девонская система: 3 – нижний-средний отделы, акбайская свита (D_1ak), нижний отдел: 4 – ходжакурганская (D_1hd) и 5 – мадмонская (D_1md) свиты; 6–8 – силурийская система: 6 – верхний отдел, купрукская свита (S_2kp), 7 – нижний-верхний отделы, кутуракская свита ($S_{1-2}kt$), 8 – нижний отдел, шингская свита (S_1sn); 9 – ордовикская система, средний-верхний отделы, шахриомонская свита ($S_{1-2}kt$), 8 – нижний отдел, шингская свита (S_1sn); 9 – ордовикская система, средний-верхний отделы, шахриомонская свита ($O_{2-3}sn$); 10 – Алмалисайский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс (λ P–Tа); 11 – Яхтонский кварцево-диорит-гранодиоритовый комплекс ($\gamma\delta\pi C_3$); 12 – гранодиориты биотит-амфиболовые порфировидные мелко-, среднезернистые ($\gamma\delta C_3$ j); 13 – минерализованные брекчии интенсивно скарнированные; 14 – известняки; 15 – известтяки-кремнистые; 16 – мергели известковые; 17 – доломиты; 18 – сланецы окремнённые; 19 – песчаники; 20 – роговики слюдисто-кварц-полевогошпатового состава; 21 – андезиты; 22 – элементы залегания пород; 23 – надвиги, взбросо-надвиги: а – прослеженные, 6 – предполагаемые; 24 – взбросы, сбросы: а – прослеженные, 6 – предполагаемые

коричневато-чёрного смолоподобного углистого вещества (типа антраксолита), выполняющих микротрещины и межзерновое пространство и, по-видимому, фиксирующих в околорудном пространстве привнос ювенильного углерода.

Золотопродуктивная минеральная ассоциация в настоящее время однозначно не определена. Предположительно, золото двух генераций: раннее, ассоциирующее с молибденитом, и позднее – с сульфосолями [4].

В роли индикаторов минералообразующего процесса выступают селен и теллур, образующие изоморфную примесь в широком спектре рудных минералов.

Основными породами, вмещающими вольфрамовое оруденение в нижнем ярусе месторождения Яхтон, являются неравномерно-среднезернистые порфировидные биотит-амфиболовые гранодиориты главной интрузивной фазы.

Процесс формирования околорудного пространства состоял из двух последовательных этапов. На первом вмещающие оруденение гранодиориты были подвержены кислотному выщелачиванию, которое сменилось щелочным метасоматозом. Основные породообразующие минералы гранодиоритов претерпели изменения, что привело к выносу из околорудного пространства ряда петрогенных элементов.

Роговая обманка в рудовмещающих гранодиоритах образует в основном таблитчатые, ромбовидные и мелкогнездовые срастания, сохраняясь лишь в отдельных местах. В основном она нацело замещена хлоритом с лейкоксеном, а в некоторых гнёздах чётко проявлена её эпидотизация, сопровождаемая микрозернистыми скоплениями лейкоксена и цоизита.

Плагиоклаз в исходной породе образует таблитчатые и изометричные сечения призматических (иногда полизональных) кристаллов 0,5–1,5 мм по длинной оси. В процессе кислотного выщелачивания плагиоклаз интенсивно пелитизирован и пятнисто серицитизирован. Однако процесс выщелачивания развит крайне неравномерно. В отдельных зёрнах серицит составляет на их площадях до 40–45%. В тоже время многие другие его зёрна остались при этом совершенно чистыми [3]. Биотит исходных пород интенсивно замещается хлоритом с мусковитом и лейкоксеном.

Завершающим этапом кислотного выщелачивания в сформированных кремнекислых метасоматитах явилось отложение магнетита и сульфидов (арсенопирита, пирита и пирротина). В процессе щелочного метасоматоза большинство зёрен плагиоклаза замещены облачно-пятнистыми скоплениями несдвойникованного мелкозернистого альбита, среди которого распространены микрореликты интенсивно серицитизированного первичного плагиоклаза, реже у некоторых кристаллозёрен плагиоклаза наблюдается кайма альбита. Порфировидные зёрна плагиоклаза почти нацело замещены микрозернистым кальцитом с мелкими пятнистыми выделениями альбита. Иногда кристаллы плагиоклаза и роговой обманки полностью псевдоморфно замещены кальцитом.

Метасоматический кварц образует обычно изометричные зёрна не крупнее 0,5 мм, часто группирующиеся в мелкие гнёзда, а также выполняет совместно с калиевым полевым шпатом и редкими зёрнами хлорита по биотиту интерстиции между зёрнами плагиоклаза и роговой обманки. В других участках преобладает кварц с тремолитом, хлоритом и сфеном.

Отдельные участки метасоматитов сложены мелкозернистым кальцитом почти в чистом виде.

Результатом интегрального кремнещелочного метасоматоза явились породы, представленные остаточной матрицей исходных гранодиоритов, состоящей из первичного кварца, альбитизированного (иногда и нацело соссюритизированного) плагиоклаза и реликтов роговой обманки, нацело замещённой хлоритом с лейкоксеном и новообразованными минералами, образующими различные сочетания, основой которых являются метасоматические кварц и кальцит, при широком участии калиевого полевого шпата и альбита и локально проявленных эпидота, тремолита, моноклинного пироксена, сфена и апатита.

Описанная модель формирования околорудного пространства чётко вписывается в характер и динамику поведения в нём основных петрогенных элементов. В процессе предрудного метасоматоза формируется устойчивый тренд на вынос Na, Al, P и привнос K, Ca, Si при переменной динамике поведения Mg и Fe. В минерализованных зонах, содержащих вольфрамоворудные тела, тенденция выноса Na и P усиливается при сохранении уровня выноса Al, и наблюдается существенный привнос Ca, Si, Mg, Fe. Следует обратить внимание на вынос K из минерализованных зон по отношению к вмещающим их околорудным метасоматитам (табл. 1).

Полистадийный и дискретный характер рудного процесса с телескопированием в околорудном пространстве шеелитовой, пирит-арсенопиритовой, сульфосольной, свинцово-цинковой и молибденитовой минерализаций формирует сложно построенное общее ореольное поле рудогенных элементов, имеющее внутреннюю линейную неоднородность.

На первом этапе изучения вольфрамового оруденения нижнего яруса месторождения Яхтон околорудное пространство можно условно разделить на 5 зон, характеризующихся различными кларками концентрации (КК) вольфрама и различным поведением основных рудогенных элементов.

В целом для всей зоны характерны сверхфоновые содержания W, Au, Bi, Mo, Ag, Sb, As, Se, Te, Ba (привнесённые в околорудное пространство на предрудной стадии): близфоновые – Pb, Sn, Cu, Zn, Cd, Mn, U, B, нижефоновые – Li, Be, Zr, Nb, V, Co, Ni, Ti и Σ P3Э.

Минерализованная зона, содержащая промышленные вольфрамоворудные тела (с КК W >50), характеризуется существенным привносом **W**, **Bi**, **Ag**, **Sb**, **As**, **Cu**,

2	Элементы, г/т							
зоны в околорудном пространстве	Na	Mg	Al	Р	К	Ca	Fe	
1. Условно фоновые гранодиориты	22 799	8860	64 827	968	33 904	32 531	28 899	
2. Внешняя	20 804	9284	62 917	932	33 637	38 910	28 745	
3. Удалённая околорудная	18 775	9633	57 827	668	31 635	42 617	27 593	
4. Ближняя околорудная	18 735	11 862	64 675	694	30 201	54 713	33 697	
5. Рудно-минерализованная	15 420	15 740	57 187	627	22 071	82 182	43 705	
Кларк элементов в гранодиоритах	27 800	11 000	86 000	1100	25 200	24 000	33 000	

1. Модель формирования околорудного пространства и динамика поведения в нём основных петрогенных элементов. Составлена по данным полевых метериалов

умеренным привносом Mo, Pb, Se, Te, Mn, Co, нейтральным поведением Sn, Zn, Be, Zr, Cd, Ni, Mn, U, B, Cr и выносом Li, Ba, Nb, V.

Для вольфрамового оруденения нижнего яруса месторождения Яхтон обобщённый ряд относительной интенсивности имеет вид **Bi-Te-W-Au-Sb-As-Ag-Se-Mo-Sn-Cu-Be-U-Cd-Cr-B-Ba-Co-Mn**. Первые 9 элементов рассматриваются как типоморфный геохимический комплекс объекта.

Для оконтуривания зон рудолокализации в околорудном пространстве нижнего яруса месторождения Яхтон был рассчитан ряд коэффициентов интенсивности (нормированное по фону отношение главных рудообразующих элементов к элементам локального выноса). Наибольшими разрешающими способностями для выделения продуктивных уровней вольфрамового оруденения обладает Ku=W×Bi×Te/V×Nb×Ni, увеличивающийся на 5–7 порядков от условно неизменённых гранодиоритов к минерализованным зонам, вмещающим вольфрамоворудные тела (табл. 2). Достаточно точно указанный Ки оконтуривает и ближние околорудные зоны диапазоном значений в 3–5 порядков.

Нормированные через фон: Ки-1 – W/V; Ки-2 – Bi/Nb; Ки-3 – Te/Ni; Ки-4 – W×Bi×Te/V×Nb×Ni.

Дополнительно были рассчитаны мультипликативные коэффициенты, фиксирующие пространственное положение золотопродуктивных и сульфосольных минеральных ассоциаций.

Au×Bi – геохимический индикатор золотопродуктивных минеральных ассоциаций, значения которого 0,5–5×10⁴ фиксируют субфоновые области околорудного пространства; 1,4×10⁵–6,7×10⁶ – локальные поля перераспределения; 1,2–6,8×10⁷ – зоны минерализации с повышенными содержаниями золота (0,1–4,0 г/т).

Аg×Sb×Pb – геохимический индикатор сульфосольных минеральных ассоциаций, диапазон значений которого 2,2×10⁶–1,4×10⁸ имеет повышенную частоту встречаемости в зонах минерализованных метасоматитов с разнообразными сульфосолями; 2–6,2×10⁵ – в зонах с рассеянной сульфосоляной минерализацией; 2–9×10²–1,1–2,5×10⁴ – в практически не минерализованных метасоматитах с реликтовыми структурами материнских гранодиоритов.

Распределение первичных ореолов основных рудогенных элементов иллюстрируется на примере разреза, представляющего центральное типовое сечение нижнего яруса участка Северный месторождения Яхтон (рис. 3).

Наиболее интенсивные ореолы в околорудном пространстве нижнего яруса месторождения Яхтон образуют элементы, входящие в типоморфную ассоциацию вольфрамового оруденения.

2. Значения различных коэффициентов интенсивности в отдельных зонах околорудного пространства нижнего яруса месторождения Яхтон. Составлена по данным полевых метериалов

Параметры	Номера зон								
		2	3	4					
Ки-1	2754,5	222,4	89,5	21,4					
Ки-2	13 989	12 085	65 919	1567					
Ки-3	5150	2873	6222	964					
Ки-4	5×10 ¹¹	7,9×10 ¹⁰	$1,1 \times 10^{10}$	3,3×10 ⁸					

Примечание. Зоны: 1 – рудно-минерализованная (с КК W >50), 2 – ближняя околорудная (с КК W 26–50), 3 – удалённая околорудная (с КК W 11–25); 4 – условно фоновые гранодиориты (с КК W 1–5); Ки – коэффициент интенсивности; нормированные через фон: Ки-1 – W/Nb, Ки-2 – Bi/Nb, Ки-3 – Te/Ni, Ки-4 – W×Bi×Te/Li×Nb×Ni.



Рис. 3. Распределение первичных ореолов основных рудогенных элементов:

1 – карбонатные породы рамы Яхтонского интрузива; 2 – гранодиориты главной фазы Яхтонского комплекса; 3 – вольфрамоворудные тела; 4 – зоны минерализации: a – пирит-арсенопиритовой, б – сульфосолной; содержание элементов (в г/т): 5 – W – 100–1000, As – 150–500, Ag – 50–250, Sb – 30–100; 6 – W – 50–100, As – 50–150, Ag – 15–30, Sb – 10–30; 7 – W – 20–50, As – 10–50, Ag – 1–5, Sb – 3–10

Морфология ореолов в целом отражает строение минерализованных зон и их существенную внутреннюю неоднородность, подчёркивая метасоматический характер оруденения.

Устойчивые связи (значимые на уровне 5%) в корреляционных графах образуют блоки: V-Pb-W-Li; Bi-Au-Te; Ag-Sb-Cu; Pb-Sb-As-Te; Cu-Ni-V-Cr-Zn.

Анализ корреляционных связей между элементами позволил выявить следующие закономерности:

нахождение W в едином блоке с элементами «мафитовой» группы (V, который в свою очередь проявляет тесные связи с Cr и Ni) и «гранитоидной» группы (Li, Pb) может свидетельствовать о различных источниках рудного вещества и полигенности объекта;

отсутствие корреляционных связей **Мо** с рудогенными элементами доказывает рассеянный характер ранней молибденитовой минерализации в зоне рудоносных метасоматитов;

различные ассоциативные цепочки с центральным положением в них Sb подтверждают наличие в минерализованных зонах двух типов сульфосолей – сурьмяно-серебряной с медью и сурьмяно-свинцовой с мышьяком и теллуром, являющихся индикаторами заключительных стадий минералообразования;

различное положение в корреляционных графах W и Au подтверждает их автономность при формировании рудного пространства и возможность выявления обособленных редкометалльных и золотопродуктивных рудных тел.

По представленным материалам можно сделать следующие выводы:

1. Интегральный метасоматоз нижнего яруса месторождения Яхтон носит кремнещелочную направленность с привносом в околорудное пространство **Ca**, **Si**, **Mg**, **Fe**.

2. Выявлен типоморфный комплекс элементов апогранитоидного вольфрамового оруденения, представленный рядом **W-Bi-Te-Au-Sb-As-Ag-Se-Mo**.

3. На основе проведённого анализа создан и апробирован ряд геохимических коэффициентов, фиксирующих контрастные значения различных частей околорудного пространства. 4. Изученное геохимическое поле чётко проявляет кулисное строение минерализованных зон в общей рудоносной структуре.

5. Надрудно-верхнерудный уровень первичных ореолов позволяет на основе геохимических построений прогнозировать выявление на глубине новых рудных тел.

6. Корреляционные связи основных рудогенных элементов отражают полистадийность рудного процесса в нижнем ярусе месторождения Яхтон и дополнительно подчёркивают телескопированность минеральных ассоциаций в околорудном пространстве вольфрамоносных минерализованных зон.

7. Наличие в рудном процессе таких элементов, как Cr, Ni, Mg, Fe и C, указывает на подкоровый (мантийный) источник рудного вещества, производными которого являются также проявленные в пределах Яхтонского рудного поля дайки субщелочных габброидов и лампрофиров (щелочно-базальтоидная формация активизированных орогенных областей).

8. Полигенность и полихронность рудных концентраций нижнего яруса месторождения Яхтон, вероятно, является залогом значительных масштабов этого объекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана / Под ред. И.Б.Турамуратова. – Ташкент: ГП НИИМР, 2010.
- Даутов А. Минералого-геохимические критерии условий формирования и потенциальной рудоносности Кошрабадского и Яхтонского интрузивов (Западный Узбекистан) // Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Ташкент: ИГГ АН РУз, 1974.
- Жураев М.Н., Тураев Т.Н. Новые типы вольфрамового оруденения Каратюбе-Чакылкалянского рудного района // Горный вестник Узбекистана. 2017. № 3. С. 63–67.
- Раскин В.Е., Жураев М.Н. Особенности локализации скарново-шеелитового орудинения Каратюбе-Чакылкалянских гор // Республиканская научно-практическая конфиренция «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении». – Ташкент, 2017. С. 273–276.
- 5. *Рудные* месторождения Узбекистана / Под ред. Н.А.Ахмедова. – Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001.

УДК 551.24(470.34) © Коллектив авторов, 2018

Тектоника, сейсмотектоника и гидротермальный метасоматоз в новейшей структуре Волжского (Саратовско-Камышинского) правобережья: новые данные

А.А.КОКОВКИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИТиГ ДВО РАН); 680000, Хабаровский край, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65),

А.В.ИВАНОВ (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Саратовский государственный технический университет имени Ю.А.Гагарина» (СГТУ имени Ю.А.Гагарина); 410054, Саратовская область, г. Саратов, ул. Политехническая, 77),

В.М.ТЮЛЕНЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М.Федоровского» (ФГБУ «ВИМС»); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 31),

И.А.ЯШКОВ (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Саратовский государственный технический университет имени Ю.А.Гагарина» (СГТУ имени Ю.А.Гагарина); 410054, Саратовская область, г. Саратов, ул. Политехническая, 77)

Приведены результаты изучения абразионного Уступа Волги с прилегающей частью её Правобережья на участке между городами Саратов и Камышин. Выделена новейшая структура Правобережного свода. Получены принципиально новые данные по развитию новейших тектонических и сейсмогенных дислокаций, по проявлениям гидротермального метасоматоза. Проведён анализ их взаимосвязей, влияния на развитие эрозии, абразии и оползнеобразования. Установлены признаки проявления в голоцене мощного сейсмического события (серии событий) интенсивностью не менее 10 баллов по шкале MSK. Показана высокая геодинамическая активность завершающей неоплейстоцен-голоценовой стадии новейшего этапа. Структура Уступа представлена в качестве уникального по представительности исследовательского полигона.

Ключевые слова: междисциплинарное моделирование, новейшая тектоника, сейсмотектоника, дислокации, гидротермальный метасоматоз, эрозия, абразия.

Коковкин Александр Александрович Иванов Алексей Викторович Тюленева Вера Михайловна Яшков Иван Александрович



kokovkin@itig.as.khb.ru yashkovia@mail.ru verat@inbox.ru yashkovia@mail.ru

Tectonics, seismotectonics and hydrothermal metasomatism in the modern structure of the Volga right bank between Saratov and Kamyshin: new data

A.A.KOKOVKIN (Yu.A.Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences),

A.V.IVANOV (Yuri Gagarin State Technical University of Saratov),

V.M.TYULENEVA (N.M.Fedorovsky All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Resources), I.A.YASHKOV (Yuri Gagarin State Technical University of Saratov)

The results of investigating the Volga abrasion scarp and the adjacent right-bank area between Saratov and Kamyshin are presented. The modern structure of the right-bank dome is distinguished. The fundamentally new data have been obtained on the development of modern tectonic and seismogenic dislocations and hydrothermal metasomatism occurrences. The analysis of their relationship, the influence on the development of erosion, abrasion and formation of landslides has been performed. The indications showing the Holocene large seismic event (or series of seismic events) evaluated at 10 units of the MSK intensity scale have been revealed. It is shown high geodynamic activity of the final Neopleistocene-Holocene phase of the modern stage. In terms of representativity, the scarp structure is a unique study polygon.

Key words: interdisciplinary modeling, modern tectonics, seismotectonics, dislocations, hydrothermal metasomatism, erosion, abrasion. В рамках научно-просветительских экспедиций «Гагаринский плавучий университет» [17] и «Флотилия плавучих университетов», организованных в 2015–2017 гг. Саратовским государственным техническим университетом имени Ю.А.Гагарина, на Волжском абразионном уступе и прилегающей части Правобережья (далее – Уступ) на участке между городами Саратов и Камышин Волгоградской области проведено полевое изучение новейших тектонических и сейсмогенных дислокаций, проявлений эндогенного эпигенеза. Для новейшего этапа при значительной вариации представлений о его нижней границе [21] здесь принят максимальный временной диапазон – с эоцена по голоцен включительно.

Актуальность этих работ на исследуемой территории вызвана дефицитом сведений по новейшему этапу. Основное внимание на данном полигоне традиционно уделялось стратификации слагающих её структуру мел-палеоценовых отложений, также вопросам геоморфологии и палеогеографии. Проблемы неотектоники также рассматривались в ряде работ [1, 4, 6–8, 13, 19, 22, 24–26, 29 и др.].

170-километровый водный маршрут с его практически непрерывными наблюдениями сопровождался документацией представительных обнажений с наиболее выраженными проявлениями новейших процессов более 100 точек наблюдения на самом Уступе и на отдельных, удалённых от него участках. Небольшая осадка речного судна - основного транспортного средства экспедиции - позволяла высаживаться практически в любой его части. Проводимые исследования были изначально ориентированы на формирование комплексной (междисциплинарной) эволюционной модели Правобережья. Методология и методика такого моделирования были разработаны А.А.Коковкиным ранее [11, 12]. Изучение проявленных на Правобережье новейших процессов было дополнено анализом весьма непростой системы их взаимосвязей. Это значительно усложнило сам процесс моделирования, но в конечном счёте позволило разработать непротиворечивую, по мнению авторов данной статьи, модель новейшего этапа. Её созданию способствовало дешифрирование космоснимков с составлением схемы неотектоники (рис. 1, А), которая была увязана с результатами маршрутных наблюдений и с общим информационным полем региона.

Следует заметить, что упомянутый выше дефицит сведений по новейшим эндогенным процессам характерен не только для геологии данной территории, но и для континентальной геологии в целом. Её глубоко дифференцированная структура, к сожалению, не настроена на проведение необходимых для ликвидации этого дефицита междисциплинарных исследований. Ситуация дополнительно осложнена тем, что в ней сформировалось устойчивое представление о незначительности вклада новейшего этапа, тем более его завершающей (неоплейстоцен-голоценовой) стадии в формировании современной структуры земной коры. По-видимому, из-за того, что на общем эволюционном пути Планеты этому времени соответствует весьма короткий интервал – доли процентов. На самом деле, вклад значителен, но сложно выделить его следы, маскированные ранним интерферированным структурным фоном коры и молодыми экзогенными процессами.

Однако на Волжском Правобережье с его Уступом в этом плане сложилась принципиально иная ситуация. Глубинные процессы эоцен-голоценового времени, наложенные на более ранний геологический субстрат, сформировали здесь хорошо выраженную сводовую структуру. Синхронные с ними, полярные по направленности площадные эрозионные процессы постоянно трансформировали её, маскируя при этом её внутреннее строение. Этот маскирующий эффект усиливается неустойчивостью к эрозии рыхлых и слаболитифицированных мезозойско-кайнозойских осадков. Однако на самом Уступе с цепью свежих, постоянно подновляемых волжской абразией обнажений высотой до 50 м следы новейших процессов представлены исключительно ярко. Что особенно важно, здесь хорошо выражены следы именно самых молодых, неоплейстоценовых и голоценовых процессов, по которым упомянутый дефицит сведений проявлен наиболее остро.

Насыщенность Уступа проявлениями эндогенных процессов дополнена геологическими реперами, позволяющими надёжно датировать возраст этих процессов. Достоверно стратифицированный разрез мел-палеоценовых осадков, изучавшийся здесь достаточно длительное время [2, 3, 16, 27], обеспечивает датировку их нижних границ. Возрастную привязку верхних границ обеспечивают локализованные в верхней части Уступа реликты неоплейстоценовых красноцветов, сформированных во время Хвалынской трансгрессии [20, 28], и реликты ещё более поздних, едва ли не современных, палеоврезов, выполненных континентальным русловым аллювием. Выделить же самые молодые (голоценовые) процессы позволяет развитая на Правобережье поверхность плейстоцен-голоценового пенеплена с её элювиально-делювиальным горизонтом и современным почвенным слоем.

Большой объём полученных в этом маршруте сведений не позволил в полном объёме отразить всё многообразие развитых на Волжском Правобережье новейших процессов в рамках одной статьи, которая в связи с этим носит обзорный характер. В едином пространственно-временном контексте дана самая общая их характеристика с описанием наиболее ярких проявлений, и обозначена роль Уступа в качестве полигона для комплексного (междисциплинарного) изучения новейшей, прежде всего, *неоплейстоцен-голоценовой* истории.

Результаты исследований. Особенности региональной позиции структуры Саратовско-Камышинского Правобережья. Рассматриваемая структура (см. рис. 1, А) находится в южной части Русской плиты, существенным образом переработанной здесь в



мезозое-кайнозое напряжённо развивающейся системой Альпийско-Гималайского (Средиземноморского) подвижного пояса (АГПП) [14, 27]. В более локальном плане она соответствует области взаимодействия мобильной мезозойско-кайнозойской рифтогенной системы *Прикаспийской впадины* и *Воронежской антеклизы* – жёсткого блока фундамента упомянутой плиты. Такие градиентные обстановки отличаются, как известно, особенно напряжённой геодинамикой. Здесь и далее под рифтогенной системой (рифтогеном) понимаются системы, развивающиеся под контролем сдвиговой тектоники с доминантой растяжения (раздвига). Соответственно, под орогенными системами (орогенами) понимаются системы, развивающиеся в условиях доминирующего сжатия.

Прикаспийская впадина с её морским внутриконтинентальным бассейном прошла достаточно длительный путь развития, начиная с девона, накопив при этом мощный (более 20 км) осадочный чехол [23]. До эоцена впадина захватывала значительную часть прилегающей с севера Русской плиты, после чего её рифтогенная система начала деградировать. С этого времени её развитие неоднократно прерывалось активизацией орогенеза в структуре АГПП, и впадина не раз меняла свои контуры, сократившись в конечном счёте до современного Каспия.

Выделяемые на Волжском Правобережье прогибы и поднятия, сложенные морскими осадками карбона, мезозоя и палеоцена, являются, по сути, структурами деформированного молодым орогенезом западного борта Прикаспийской впадины. На исследованной территории проявления этого орогенеза отмечены структурой Правобережного свода, заложенного, по-видимому, в олигоцен-миоценовое время севернее Самарской Луки и осложнённого многочисленными кольцевыми положительными морфоструктурами - маскированными эрозией реликтами молодых штамповых складок. На схеме неоген-четвертичной тектоники А.М.Никишина [27, с. 150] Правобережный свод соответствует южному фрагменту системы неоген-четвертичных Поволжских поднятий. Западнее в миоцене-плейстоцене синхронно со сводом развивалась структура Окско-Донского прогиба, выполненная образованиями аллювиальных фаций [23].

Новейшие тектонические дислокации. Развитие Правобережного свода, контролируемого субмеридиональными и подчинёнными им субширотными разломами Альпийско-Гималайского пояса, отмечено многочисленными дислокациями, представленными комбинацией разрывных и пликативных форм. Наряду с другими признаками это указывает на доминанту в новейшей сдвиговой тектонике Правобережья *взбросовой* составляющей с амплитудой первые сотни метров. Взбросы малых амплитуд, как правило, «гасятся» рыхлыми пластичными осадками. Небольшие по амплитуде разрывные нарушения, хорошо выраженные в жёстком фундаменте рифтогена, быстро сменяются по восстанию в перекрывающих его рыхлых осадках пликативными формами – флексурами и штамповыми складками. Следует заметить, что все новейшие разрывные нарушения – это, как правило, раскрытые, обводнённые структуры. Молодые сквозькоровые и внутрикоровые разломы контролируют глубинные (в том числе современные) флюидопотоки, оказывая существенное влияние на характер гидродинамики, гидротермального метасоматоза и сейсмотектоники.

Для понимания закономерностей развития Правобережного свода и наложенной на него структуры Уступа необходимо остановиться на некоторых особенностях *Хвалынской трансгрессии*, отражающих волновой (пульсационный) характер региональной геодинамики. Эта трансгрессия [20, 28], обусловленная активизацией рифтогенеза в мобильной структуре Прикаспийской впадины, развивалась на фоне двух стадий довольно резкой аридизации климата, прерывавшихся кратковременной *енотаевской* регрессией. Полностью зажатая в исключительно короткий (в геологическом понимании) интервал она тем не менее захватила значительную часть этой впадины. На исследуемой территории её распространение к северо-западу, судя по всему, остановила структура Правобережного свода.

Продолжительность Хвалынской трансгрессии, накопившей характерные для засушливого климата красноцветные отложения мощностью до 20-30 м, определяется интервалом около 20 тыс. лет. Граница её начала, датированная ранее величиной 10-12 тыс. лет, в последнее время снижена до 35 тыс. лет. Синхронно к северу от Хвалынского моря развивалось Валдайское оледенение с продвижением ледника к югу, до широты Саратова [18]. Его следы отмечены здесь реликтами морены. Хвалынское море быстро регрессировало, оставив после себя на восточном борту свода и на Уступе многочисленные следы в виде реликтов красноцветных осадков (Q_шhv) с довольно широким (до 10 км и более) шлейфом элювиальных краснозёмов. Этот шлейф хорошо выражен на космоснимках. Регрессия Хвалынского моря связана, очевидно, с очередным импульсом орогенеза в структуре АГПП. На рассматриваемой территории на границе неоплейстоцен-голоцен произошла дополнительная активизация Правобережного свода. С этого же момента в условиях заметного снижения аридного пресса начала своё развитие и водная система Волги с её правобережным абразионным Уступом.

Наиболее ранние тектонические дислокации авторы наблюдали в районе села *Мордово* Красноармейского района Саратовской области (см. рис. 1, Б). Здесь в верхней части невысокого (около 10 м) Уступа хвалынские красноцветы с перекрывающим их современным почвенным слоем залегают на эродированной поверхности алевролитов верхнего мела. Залегание спокойное, без выраженного базального слоя, но при этом резко несогласное. Меловые алевролиты интенсивно дислоцированы. Многочисленные, преимущественно крутые разрывные нарушения сочетаются в них со складчатостью – до вертикальных линейных и опрокинутых складок.

По-видимому, перед Хвалынской трансгрессией структура Правобережья в течение довольно длительного времени (вероятно, с эоцена) развивалась в континентальных условиях: сначала в режиме активного орогенеза с дислокацией меловых (и перекрывавших их палеоценовых) осадков, являющихся здесь фундаментом хвалынских красноцветов, а затем в условиях устойчивого крупного поднятия, подверженного масштабной площадной эрозии. Отсутствие базального слоя в подошве красноцветов можно объяснить тем, что Хвалынская трансгрессия сопровождалась медленным опусканием крупного блока, накладываясь на выровненную поверхность слагающих его рыхлых, тонкообломочных меловых осадков. Отложения палеоцена здесь были полностью эродированы. Позднее, на границе плейстоцен-голоцен, система этих ранних дислокаций активизировалась. Отдельные разрывные нарушения наложились здесь, в том числе и на хвалынские красноцветы. Кроме того, в эту новейшую дислокационную систему вложены клинья голоценовых сейсмодислокаций.

Значительно более широкое, практически повсеместное развитие получили на Уступе неоплейстоцен-раннеголоценовые дислокации. Ранее единственной близкой к ним по возрасту дислокационной структурой был выделенный здесь Е.В.Милановским [16] Щербаковский сброс, расположенный в 2 км ниже села Щербаковка Камышинского района Волгоградской области. Датирован он был, предположительно, неогеном. Данная дислокация, представленная в виде тонкого шва, диагностирована как сброс, по-видимому, на том основании, что её высокий (50 м) южный (Столбичевский) борт, полностью сложенный осадками палеоцена, примерно на 10 м выше северного борта. Однако в последнем в основании Уступа выходят меловые отложения, перекрытые лишь маломощным чехлом палеоцена, что заставляет сомневаться в её только сбросовой природе.

Проведённые авторами наблюдения указывают на то, что Щербаковская дислокация является фрагментом расположенной севернее субширотной сдвиговой системы (см. рис. 1, В–Г), осложнившей субмеридиональную структуру Приволжского свода и испытавшей довольно сложную эволюцию. По нарушениям этой субширотной системы структура свода была сначала (перед Хвалынской трансгрессией) взброшена. Отложения палеоцена и перекрывавшие их хвалынские красноцветы были после этого существенным образом эродированы. В своё современное состояние эта сдвиговая система приведена уже в постхвалынское время, когда она была активизирована с элементами сбросов, в результате которых в наиболее опущенных блоках вблизи села Щербаковка сохранились и сами хвалынские красноцветы. Данная ситуация отражает общий сложноорганизованный характер развития Правобережного свода, постепенно наращивающего свою структуру в южном направлении. Если южнее Щербаковской дислокации Уступ полностью сложен палеоценом, то к северу от неё (к Жигулям) на нём устойчиво наращивается доля мезозойских осадков.

Дислокации неоплейстоцен-раннеголоценового возраста, наложенные на хвалынские красноцветы, помимо отмеченных выше, иллюстрирует рис. 2, А, на котором представлена ситуация в 4,5 км ниже села Белогорское Красноармейского района Саратовской области. Здесь на 20-метровом Уступе они накладываются на отложения палеоцена с перекрывающим их реликтовым плащом красноцветов. Однако особый интерес представляют дислокации, наложенные на реликты постхвалынских палеоврезов, выполненных аллювиальными осадками. Эти палеоврезы являются фрагментами правобережной палеодолинной системы Волги, которые заложились на восточном борту Правобережного свода на постхвалынской поверхности выравнивания. Таким образом, время их формирования зажато в ещё более короткий (по сравнению с хвалынским) интервал конца неоплейстоцена-раннего голоцена. Все они были взброшены вместе со всей структурой свода при его активизации по системе контролирующих субмеридиональных и субширотных разломов и дополнительно деформированы связанными с ними более локальными нарушениями. На Уступе с его субмеридиональной ориентировкой наиболее выражены направленные вкрест ему, наложенные на палеоврезы субширотные разрывные нарушения. Поверхность уже взброшенных реликтовых палеоврезов была эродирована и перекрыта современным почвенным слоем. Таким образом, время их деформаций, полностью зажато в голоцен.

Представительная в этом плане ситуация наблюдалась в районе села Ахмат Красноармейского района Саратовской области (см. рис. 2, Б-Г). Здесь неоплейстоценовые дислокации накладываются на опоки сантона-кампана с вложенным в них плейстоцен-голоценовым палеоврезом, выполненным горизонтально-слоистыми (с элементами косой слоистости) осадками (см. рис. 2, Б). Поставщиками материала для этих осадков послужили развитый здесь на поверхности неоплейстоценового пенеплена элювиально-делювиальный горизонт, меловые осадки и реликты хвалынских шоколадных глин. Слойки мощностью до 20 см в палеоврезе представлены обломками опок размерностью до гравия и крупнее с тонким глинистым красноцветным материалом в цементе. Контакт палеовреза с вмещающими опоками сорван с образованием крутой 5-метровой зоны дробления, выполненной обрывками его рыхлых осадков. В самих опоках у контакта (см. рис. 2, В) развито интенсивное «сухое» дробление с зеркалами и бороздами скольжения по плоскостям



открытых трещин. В 200 м ниже по течению Волги осадки подобного палеовреза с такими же сорванными контактами деформированы с развитием крупных (до 1 м) зеркал скольжения, плоскости которых покрыты глинкой трения (см. рис. 2, Г). На рис. 2, Д представлена развитая на Уступе в районе села Белогорское масштабная, сложно построенная сдвиг-надвиговая дислокация с элементами *бульдозинга*. В белые дроблёные мергели турона, надвинутые здесь на глинистые пески сеномана, затянуты деформированные клинья этих песков, местами и осадки неоплейстоцен-голоценового элювиально-делювиального горизонта. Возраст этой неординарной структуры, судя по всему, раннеголоценовый.

Наличие взброшенных, деформированных наложенной тектоникой структур постхвалынских палеоврезов, преимущественно разрывная форма проявленных на Уступе неоплейстоцен-голоценовых дислокаций и их в основном крутая ориентировка свидетельствуют об устойчивости развития Правобережного свода, в том числе и на завершающей (голоценовой) стадии, с выраженной доминантой взбросо-сдвиговой тектоники. Высокая активность геодинамики свода подчёркивается и широким развитием на Уступе голоценовых сейсмодислокаций.

Волжский уступ как индикатор сейсмической активности Среднего Поволжья. Одним из основных показателей сейсмической активности являются сейсмодислокации (СД). Следует отметить, что все наблюдаемые в плейстосейстовых полях землетрясений СД и разрушения – это отчётливо поверхностные, бескорневые структуры [12]. Для них характерна самая разнообразная морфология – от различных по форме разрывных дислокаций до пликативных волновых, комбинированных и структур разжижения грунта. Характер этого разнообразия наиболее полно представлен в книге «Гоби-Алтайское землетрясение» [5].

Волжский Уступ на исследуемом интервале насыщен бескорневыми СД преимущественно клиновидной формы (рис. 3). Здесь зафиксировано более 100 голоценовых СД, в том числе и весьма крупных, прослеживающихся до глубины 10-15 м. Большинство из них имеет раннеголоценовый возраст. В верхней части Уступа ими повсеместно деформирована поверхность постхвалынского пенеплена с перекрывающим её элювиально-делювиальным неоплейстоцен-голоценовым горизонтом, а нередко и основание современного почвенного слоя. Наложение СД на расположенные ниже литифицированные мел-палеоценовые отложения сопровождается «сухим» дроблением, развитием по плоскостям открытых трещин зеркал и борозд скольжения (см. рис. 3, Б). Широко развиты на Уступе и более локальные сейсмодислокации глубиной до 5 м, наложенные практически на весь почвенный слой (см. рис. 3, В). Местами по ним развиваются небольшие современные (самые молодые) овражные врезы. Сейсмическое событие (события), которому (которым) обязаны своим появлением эти сейсмодислокации произошло (произошли), по-видимому, 100-200 лет назад.

Клиновидная, перекрытая современной почвой сейсмодислокация (см. рис. 3, Д) в верхней части охарактеризованной выше зоны бульдозинга отличается своим необычным видом. Она представляет серию имеющихся здесь подобных ей образований. На периферии сейсмодислокации, подчеркивая её клиновидную морфологию, развита система окаймляющих её прожилков белого карбоната, также «срезанных» почвенным слоем. В самой зоне бульдозинга карбонатом неравномерно проработана вся её поверхностная часть. При этом вниз от зоны сплошной карбонатизации в дислоцированные осадки турона и сеномана распространяются выклинивающиеся на глубину «хвосты» карбонатного штокверка.

Такое пространственное совмещение трёх различных образований (тектоническая дислокация+СД+карбонат) указывает и на их единую природу. Очевидно, что здесь при образовании СД был активизирован также и глубинный флюидопоток с импульсным выбросом карбонатных растворов в поверхностную зону коры и на её поверхность. Для объяснения данного явления привлечена резонансная модель корового землетрясения. В соответствие с этой моделью сейсмодислокации возникают в результате резонанса поверхностных сейсмических волн (волн Релея и(или) Лява), развивающихся на границе «земля-воздух» с действующим на ней комплексным (фазовым, динамическим) барьером. Контрастность этого барьера резко усиливается в неоднородной структуре континентальной коры на границах более локальных образований разной плотности и разного фазового состава, где действуют дополнительные барьеры. Особенно «благоприятна» для развития резонансных эффектов граница «вода-суша» - береговые зоны океанов, морей и рек с их наиболее контрастными барьерами. В сейсмически активных регионах они особенно насыщены СД. Именно такой градиентной границей и является абразионный уступ Волги с его аномальной насыщенностью СД. Контрастность действующего на Уступе барьера дополнительно усиливается на участках, насыщенных новейшими (раскрытыми и обводнёнными) разрывными нарушениями. Такие участки отличаются наибольшей концентрацией СД.

При воздействии поверхностного энергетического импульса на кору с подземными водами в ней неизбежно должен сработать механизм реактивной отдачи. Для практически несжимаемых подземных вод эта отдача будет более резкой, чем у твёрдой коры. Наиболее мощные импульсы вполне способны не только деформировать поверхностность коры, но и обеспечить в результате отдачи выброс глубинных (в данном случае углекислых) растворов, формирующих вложенные в СД тела низкотемпературных метасоматитов соответствующего состава. Модель подобного выброса карбонатных растворов была разработана на примере астроблем Намибии и Казахстана [11]. Формирование их деформационных структур, образовавшихся в результате реактивной отдачи коры на удар астероидов, также сопровождалось выбросом на земную поверхность карбонатных растворов.

Как было отмечено, на всём изученном маршрутом интервале уступ насыщен раннеголоценовыми, в том числе весьма крупными, сейсмодислокациями. По принятой в инженерной сейсмологии методике оценки



Рис. 3. Голоценовые сейсмодислокации. Фото и документация А.А.Коковкина:

А – раннеголоценовая клиновидная сейсмодислокация в районе пос. Мордово; в нижней части СД деформированы алевриты верхнего мела, в верхней в клин СД затянуты хвалынские шоколадные глины и современный почвенный слой (Q₁); Б – голоценовая клиновидная СД, 4 км выше с. Ахмат; клин СД вложен в опализированные алевролиты верхнего мела с дроблением и брекчированием, сверху в него затянуты осадки элювиально-делювиального неоплейстоцен-голоценового горизонта и нижняя часть современного почвенного слоя; В – голоценовая клиновидная СД в 10 км ниже с. Ахмат; клином СД деформирован современный почвенный слой с подстилающими его неоплейстоцен-голоценовыми элювиально-делювиальными отложениями; Г – раннеголоценовая клиновидная дислокация, вложенная в зону бульдозинга, сложенную дислоцированными отложениями сеномана и турона; белым цветом выделяются дроблёные мергели турона; на периферии клина СД конформные ему прожилки белого карбоната; плоскость клина также покрыта коркой (фрагмент прожилка) белого карбоната (район с. Белогорское)

балльности землетрясения [15], подобные СД могут образоваться при сейсмическом событии интенсивностью не менее 10 баллов по шкале MSK-64. Судя по всему, на территории Среднего Поволжья в начале голоцена, примерно 9–12 тыс. лет назад, произошло одно или серия таких сближенных во времени событий. Волжский Уступ с действующим на нём комплексным барьером повышенной контрастности, на котором развиваются генерирующие СД резонансные системы, особо чувствителен к изменениям сейсмического режима ещё и по той причине, что он накладывается на структуру Правобережного свода. Уступ разгружает накопленные сводом напряжения сжатия. Поэтому система действующего здесь барьера отличается повышенной метастабильностью. В этих условиях любое внешнее воздействие может спровоцировать разгрузку накопленных на Уступе напряжений. Не следует забывать, что южнее, довольно близко, находится высокосейсмичный плейстоцен-голоценовый ороген Кавказа. В этих условиях на барьере Уступа, даже на удалении от очагов кавказских землетрясений, могут развиваться достаточно мощные сейсмогенные деформации.

В то же время на картах сейсмического районирования долина Волги выделяется конформным ей линеаментом магнитудой М=5,0±0,2 [30]. Это не вполне соответствует характеру имеющихся на Уступе сейсмодислокаций. Основная причина такого несоответствия – упомянутый выше информационный дефицит, касающийся и сведений по сейсмотектонике. В данной ситуации обозначается необходимость корректировки прогнозируемой сейсмической опасности территории Саратовско-Камышинского Поволжья.

Новейший эндогенный эпигенез, помимо поверхностной карбонатизации, отмеченной выше и связанной с образованием СД, представлен на Правобережье и другими проявлениями. Их отличает разное время развития, неодинаковый вещественный состав и различная (нередко весьма своеобразная) морфология. При этом все СД также приурочены к участкам, нарушенным новейшей тектоникой и сейсмотектоникой. Такая связь дополнительно подтверждает высокую активность структуры Правобережного свода. Судя по характеру этих проявлений, здесь на протяжении всего новейшего этапа действовала сложноорганизованная гидротермальная система, продолжающая своё развитие до настоящего времени. Ниже представлена характеристика наиболее типичных проявлений её эволюционного ряда.

«Белые курильщики» - одно из самых ранних (сингенетичных) проявлений этой системы. В южной части маршрута (выше и ниже Камышина) в пляжной зоне под Уступом, сложенным рыхлыми осадками палеоцена (камышинская свита), развиты весьма необычные образования (рис. 4, А-В) – эллипсоиды размером до 3×1,5 м, буквально набитые раковинами моллюсков различных видов. Е.В.Милановский в работе [16] отмечает, что академик А.П.Павлов, наблюдавший их намного раньше и сохранивший за ними местное название «караваев», представил эти образования в виде конкреций. При внимательном исследовании обнаружилось, что цепочка этих тел «съехала» в ряде точек наблюдения под Уступ из плейстоцен-голоценового элювиальноделювиального горизонта, перекрывающего осадки палеоцена. Очевидно, эти эллипсоиды были сформированы в самой верхней части палеоценового разреза. При эрозии и абразии рыхлых палеоценовых осадков Правобережного свода их механически устойчивые тела были препарированы и выведены на поверхность.

Насыщенный остатками раковин песчаный субстрат эллипсоидов сцементирован кальцитом. В их центре имеются отверстия, полые или залеченные рыхлым материалом (см. рис. 4, В). Очевидно, что здесь во время седиментации работала гидротермальная низкотемпературная струйная система с локальными подводящими каналами, вроде «курильщиков», но не «чёрных», а «белых». На ближней периферии восходящих струй углекислых растворов создавалась обстановка, благоприятная для жизнедеятельности моллюсков и мшанок, с образованием вокруг них локальных, плотно заселённых сообществ. Локальность эллипсоидов, сформированных в пределах небольшого по мощности горизонта палеоцена, говорит об относительно коротком времени работы каждой из струй и системы «курильщиков» в целом.

Ниже Камышина, где омолаживающаяся к югу структура свода менее эродирована, включения аналогичных эллипсоидов наблюдались также и в коренном залегании, в самой верхней части Уступа. Здесь же встречаются и более мелкие тела в форме почти идеальных шаров и эллипсоидов (похожие на мячи для регби), также содержащие полые каналы. Осадки нижней части Уступа на участках с эллипсоидами интенсивно дислоцированы (местами до гигантобрекчий) и карбонатизированы. В них, вероятно, действовала тыловая зона гидротермальной системы, тогда как расположенные выше сингенетичные тела «белых курильщиков» формировались в её передовой зоне. Развитие этой системы, по-видимому, контролировала субширотная зона глубинного разлома, пересекающего Уступ в районе Камышина (см. рис. 1, А).

Распространены на Уступе и более привычные для геолога формы гидротермального процесса с развитием штокверка опала, халцедоновидного кварца и интенсивным фоновым окремнением вмещающих мелпалеоценовых осадков. Пример таких штокверковых образований авторы данной статьи наблюдали в 3 км южнее Щербаковской дислокации.

На западе Саратова (карьер в районе пос. Поливановка) А.В. Иванов обнаружил систему трубчатых халцедон-опаловых тел диаметром до 0,5 м концентрически зонального строения, различной (от крутой до субгоризонтальной) ориентировки (см. рис. 4, Г–Д). Кольцевые зоны внутреннего контакта этих тел обогащены синевато-чёрным дисперсным веществом (возможно, битумом). Меловые горизонтально-слоистые мергели и алевролиты, вмещающие эти «трубки», заметно литифицированы (окремнены) и разбиты крутыми и послойными трещинами, многие из которых также залечены кремнистым материалом. Нижняя часть самой крупной «трубки» (см. рис. 4) представлена брекчией.

Фрагменты двух ещё более экзотичных и значительно более крупных тел усложнённой трубчатой формы были обнаружены на Уступе в районе *Нижней Банновки* Красноармейского района Саратовской области.



Рис. 4. Проявления гидротермального метасоматоза. Фото А.В.Иванова, документация А.А.Коковкина:

А–В – карбонатные тела эллипсоидов «белых курильщиков» в районе г. Камышин: А – общий вид, позиция под Уступом, Б – фрагмент эллипсоида с включениями раковин моллюсков, вид сбоку, В – эллипсоид с подводящим каналом в центре; Г–Д – кремнистые трубчатые тела в окремнённых алевролитах нижнего мела (район г. Саратов): Г – общий вид стенки карьера с кварц-опаловыми трубками, Д – трубка с брекчией в нижней части; Е–Ж – полое трубчатое тело усложнённой морфологии: Е – общий вид тела с брекчиевым выполнением, кремнисто-гематитовой внутренней стенкой и внешней лимонитовой оторочкой; Ж – фрагмент стенки с кремнистой коркой внутренней зоны 1 (светлое наверху) и кремнисто-гематитовой зоной 2 (тёмное)

Самое крупное из них диаметром около 5 м представлено на рис. 4, Е-Ж. Вмещающие его глинистые пески и алевролиты сеномана дислоцированы и слабо карбонатизированы. Система деформировавших их разрывных нарушений в целом конформна структуре этого тела. Верхняя часть тела деформирована субмеридиональным левосторонним сдвигом, срезана поверхностью постхвалынского пенеплена и перекрыта неоплейстоцен-голоценовым элювиально-делювиальным горизонтом. В основании этого горизонта содержится перераспределённый (со смещением к югу) материал лимонитизированной внешней оторочки тела. Его боковой (северный) контакт деформирован крутым субширотным нарушением. Внутри это тело заполнено брекчией вмещающих его глинистых песков сеномана.

Южный (не нарушенный тектоникой) контакт этого экзотического тела с вмещающими осадками также весьма необычен (см. рис. 4, Ж). Он представлен тонкой (1-2 мм), выдержанной бледно-зелёной стекловатой корочкой. В экзоконтакте эту корочку сменяет 5-сантиметровая коричневая промежуточная оторочка с более мощной (до 0,5 м) внешней зоной жёлто-бурой окраски. Стекловатая корочка, по данным исследовавшей её В.М.Тюленевой, сложена агрегатом кварца и опала. Кварцевые пески в оконтуривающей её экзоконтактовой (коричневой) оторочке слабо сцементированы тонкими плёнками бесцветного кварца с пылеватым гематитом на их поверхности. За счёт гематита эта промежуточная зона и приобрела коричневатую окраску. Внешняя жёлто-бурая зона является наиболее поздним образованием. Своей окраской она обязана лимониту, заместившему гематит в развивающейся здесь зоне поверхностного окисления.

Характер этих трубчатых тел свидетельствует об их гидротермальной природе и импульсном режиме формирования. Похоже, что здесь мы имеем дело с трубками взрыва, *диатремами*, а точнее, со сложноорганизованными диатремными системами, с их верхними, приповерхностными частями.

Ещё более экзотичные и намного более масштабные образования *очагового кремнекислого гидротермального метасоматоза* находятся в 5 км северо-западнее Камышина (рис. 5, А–Г). Здесь они слагают три возвышенности с запада на восток: Ухо-1, Ухо-2 и Шишанка. Две первые диаметром 200 м, третья – около 600 м. Описываемые формы рельефа выражены на космоснимках кольцевыми морфоструктурами, расположенными в поле рыхлых палеоценовых песков камышинской свиты, в южной части более крупной, объединяющей их кольцевой структуры. Возвышенность Шишанка с плоской, выровненной плейстоцен-голоценовой эрозией поверхностью, у двух других поверхность неровная. Это различие связано, по-видимому, с разной (первичной) позицией сформировавших их метасоматитов в разрезе вмещающих осадков и, соответственно, с разным уровнем эрозии.

Возвышенности сложены агрегатом халцедоновидного кварца с крайне сложной внутренней, ячеистой структурой с выраженными элементами фрактальности. Ячеистость начинает фиксироваться в них на космоснимках на макроуровне (см. рис. 5, А–Б). При более близком рассмотрении (см. рис. 5, В) видно, что внутренняя структура этих кремнистых построек представлена переплетением открытых полостей разного (от сантиметров до первых метров) размера с причудливо изогнутыми стенками, по форме иногда напоминающими ушные раковины. Эти полости группируются, в свою очередь, в более крупные ячеистые системы.

Стенки ячей дополнительно осложнены трубчатыми (полыми), пологоизогнутыми каналами диаметром до $n \times 10$ см (см. рис. 5, Г). Эти каналы, по-видимому, фиксируют поступление самых последних порций силикатных флюидов. Внешние контакты кремнистых сопок с вмещающими их рыхлыми песками резкие, в зоне 1 м. На возвышенности Ухо-1 пески в пределах этой зоны, непосредственно у контакта с метасоматитами, уплотнены до песчаников.

На участках с повышенной дислоцированностью осадков на Уступе нередко можно наблюдать скопления конкреций и небольших (диаметром до 25 см) трубчатых тел, выполненных сульфидами (пирит, марказит) с замещающим их лимонитом и(или) ярозитом. Особенно насыщены ими алевро-глинистые пески сеномана.

В 12 км ниже Камышина на Уступе, в пределах упомянутой субширотной зоны разлома, развита система субвертикальных *полых трубчатых тел* диаметром около 20 см со слабо уплотнёнными карбонатом стенками (рис. 6, А–Б). Эти полые трубки пронизывают толщу палеоценовых осадков Уступа на всю его высоту, с выходом под современный почвенный слой



Рис. 5. Сложно структурированная система очагов кремнистого гидротермального матасоматоза в районе г. Камышин. Фото и документация А.А.Коковкина:

А — космофотокарта кольцевых структур гор Уши (район г. Камышин), белое пятно — карьер в рыхлых песках палеоцена (с использованием Google Earth); Б — космофотокарта возвышенности Ухо-1 (с использованием Google Earth); В — ячеистая внутренняя структура метасоматитов возвышенности Ухо-1; Г — полые подводящие каналы метасоматитов (район г. Камышин)

(см. рис. 6, А). Некоторые из них и заполнены сыпучим материалом этого слоя. Можно с большой степенью вероятности предположить, что эти полые трубки представляют до конца не реализованную передовую зону расположенной ниже флюидной системы, для которой они служили подводящими каналами. Судя по позиции на Уступе, они являются близсовременными образованиями.

Иллюстрацией более высокой активности этих полых трубок является рис. 6, Б. Здесь рыхлые пески палеоцена нарушены серией сближенных вертикальных разрывных нарушений. К ним приурочены полые трубчатые



Рис. 6. Примеры очагов голоценового кремнистого гидротермального матасоматоза в Саратовско-Волгоградском Правобережье. Фото и документация А.А.Коковкина:

А – полые трубки – подводящие каналы углекислых растворов в передовой зоне раннеголоценовой гидротермальной системы (район с. Вихлянцево); Б – полая трубка с выходом в основание клина раннеголоценовой сейсмодислокации, стенки уплотнены; слева в центре Уступа горизонтальное тело, сложенное сидеритом (С) с оторочкой кальцита (Кц) (район с. Вихлянцево); В – ручей с современным карбонатизированным аллювием (район с. Луганское)

каналы с уплотнёнными, более проработанными карбонатом стенками. В верхнюю часть Уступа вложен клин СД с затянутым в него рыхлым материалом неоплейстоцен-голоценового элювиально-делювиального горизонта. Контакты клина с вмещающими осадками палеоцена сорваны. Почвенный слой, перекрывающий этот клин снизу, слабо (но заметно) деформирован. Под СД, ближе к центру Уступа, к системе полых трубок примыкает субгоризонтальное тело сидерита с ближней к трубке кальцитовой оторочкой. В данном случае полые трубки, по-видимому, успели поработать в качестве транспортёра карбонатных растворов, чему, очевидно, способствовало наличие здесь сейсмодислокации с выраженными признаками голоценового возраста. При её образовании, вероятно, был активизирован сформировавший эти трубки глубинный флюидопоток.

В окрестностях села *Луганское* Красноармейского района Саратовской области (территория самого крупного на Саратовско-Камышинском побережье Мордовского оползня) в осадки верхнего мела врезано русло небольшого современного ручья, образованного минеральным источником, действующим в его верховьях. Борта и русловой аллювий этого ручья, содержащий многочисленные включения остатков современных растений, проработаны карбонатом до уровня крепких конгломератов кавернозной текстуры (см. рис. 6, В). Действующая на Правобережье гидротермальная система, заложенная, по крайней мере, в конце палеоцена, сохранила свою активность до настоящего времени. Её развитие контролировали широтные и меридиональные разломы Альпийско-Гималайского пояса. В ходе эволюции эта система меняла состав своих растворов с углекислого в палеоцене, когда работала система «белых курильщиков», на существенно кремнекислый в эоцене (индикаторы – кремнистые трубчатые тела района Нижней Банновки и Саратова, образования Камышинских Ушей) и снова на углекислый в конце плейстоцена и в голоцене.

Восточный борт Правобережного свода в его современном состоянии приобрёл под влиянием динамично взаимодействующих эндогенных и экзогенных процессов достаточно сложное, ступенчатое строение. Самые высокие ступени соответствуют здесь блокам, взброшенным в неоплейстоцене–раннем голоцене и(или) сложенным отложениями, более устойчивыми к эрозии и проработанными гидротермальным метасоматозом. Реликты хвалынских красноцветов сохранились здесь лишь на самых нижних ступенях, сброшенных уже в постхвалынское время. В настоящее время эти просаженные ступени дополнительно эродируются современными правыми притоками Волги и развитой на их бортах овражной сетью.

Модель формирования Уступа. Абразионная структура Уступа формировалась на восточном борту Правобережного свода при воздействии на него водного потока Волги, под определяющим влиянием глобальной ротации. Под влиянием ротации с западной ориентировкой вектора формируемых ею напряжений абразионный Уступ под воздействием водного потока Волги направленно смещается также в западном направлении. Время появления Волги с её абразионным Уступом идентифицируется возрастом вмещающего субстрата. На Левобережье это выровненная абразией и неоплейстоценовой площадной эрозией поверхность хвалынских красноцветов с развитым на ней маломощным плащом современного волжского аллювия. Правобережье Волги, на которое воздействует абразия, - это борт новейшей, развивающейся до настоящего времени сводовой структуры, сложенной преимущественно мел-палеценовыми осадками с реликтами хвалынских красноцветов и постхвалынских палеоврезов.

Исходя из этого, долина Волги была заложена у границы Правобережного свода с левобережной равниной, на постхвалынском пенеплене, в самом конце неоплейстоцена, по-видимому, не ранее 15 тыс. лет назад. Этот возраст выглядит непривычно молодым, но вполне соответствует характеру развития вмещающей Волгу структуры с резким наращиванием напряжённости её геодинамики в конце неоплейстоцена. В этот короткий интервал времени здесь было «запрессовано» множество весьма масштабных геологических процессов и событий, возраст которых достаточно надёжно датируется целой системой геологических реперов. Увеличить возрастной диапазон можно, по-видимому, лишь путём увеличения возраста Хвалынской трансгрессии, опустив при этом её нижнюю и верхнюю возрастные границы. Прецедент подобной операции уже имеется [28], но она выходит за рамки данного исследования.

Динамику смещения Уступа определяет, прежде всего, масса этого потока и компетентность к абразии преимущественно рыхлых осадков Правобережного свода. Наличие на Уступе роя близких по времени образования клиновидных сейсмодислокаций говорит о том, что Уступ со времени их появления (примерно за 10 000 лет) сместился на расстояние, не превышающее половины размеров СД по простиранию, примерно на 1 километр. В этом случае средняя скорость смещения составила 1 см/год. Не исключено однако, что при уменьшении возраста этих сейсмодислокаций она могла быть и выше.

Сложная ступенчатая структура восточного борта свода дополнительно трансформируется развитыми на Уступе современными оползневыми явлениями. Анализ позиции оползней указывает на их избирательную приуроченность к участкам повышенной насыщенности Уступа новейшими тектоническими и сейсмогенными дислокациями. Они активизируют гидродинамику и без того водонасыщенного, хорошо проницаемого осадочного чехла Правобережного свода, на который здесь под влиянием ротации воздействует и водная система Волги. Это достаточно убедительно иллюстрирует пример Мордовского оползня, самого крупного на исследованном интервале Уступа. В районе оползня отмечена особенно высокая концентрация дислокаций.

Динамично развивающаяся абразионная система Уступа, разгружающая накопленные Правобережным сводом напряжения сжатия, находится в метастабильном состоянии. На участках повышенной дислоцированности и водонасыщенности осадков Уступа степень этой метастабильности резко повышается. Соответственно, повышается и степень «ползучести» этих осадков. В этих условиях любой, даже слабый сейсмический импульс может нарушить динамичное равновесие абразионной системы и активизировать развитие оползня. Тем более если это серия импульсов с высокой энергетикой, проявления которых отмечены здесь наличием сейсмодислокаций.

После появления Саратовского и Волгоградского водохранилищ, существенным образом нарастивших водную массу на рассматриваемой территории, здесь, соответственно, усилилось и действие ротационного эффекта. Следовательно, возросли динамика и скорость абразии, дополнительно увеличилась степень метастабильности абразионной системы Уступа, повысилась её чувствительность к внешним воздействиям. Соответственно, усилились и процессы образования оползней.

В заключение отметим, что результаты исследований структуры Саратовско-Камышинского Правобережья свидетельствуют о её весьма напряжённом развитии на всём новейшем этапе. Правобережный свод, начавший свое формирование примерно в олигоцене-миоцене, с постепенным наращиванием своей структуры в южном направлении продолжает активно развиваться до настоящего времени. В процессе работ получена качественно новая информация по структурирующим свод молодым глубинным процессам. Выделены многочисленные, неизвестные здесь ранее тектонические и сейсмогенные дислокации, проявления низкотемпературного гидротермального метасоматоза. Проведён анализ их взаимосвязей и влияния на площадную эрозию и на формирование самой абразионной структуры Уступа.

Полученные сведения существенным образом заполняют пробел по новейшей истории Волжского Правобережья и Приволжского региона в целом. Это, прежде всего, касается сведений по завершающей (неоплейстоцен-голоценовой) части новейшего этапа с её особенно острым информационным дефицитом по глубинным процессам. Анализ полученной информации, выполненный в едином (региональном) пространственно-эволюционном контексте, указывает на то, что с конца неоплейстоцена, в течение не более 50 тыс. лет, на территории Среднего Поволжья разыгралась целая совокупность различных по природе и структурно-вещественному выражению, весьма масштабных процессов. Эта зажатая в короткий временной отрезок совокупность процессов во многом определила современное состояние её структуры, обозначив вместе с тем тенденции дальнейшего её развития и возможность формирования принципиально новых подходов к их прогнозированию. Последнее касается не только данной территории.

На Каспии и в Азово-Черноморском бассейне с конца неоплейстоцена и в голоцене активизировался рифтогенез. На ближней периферии Каспия поверхность коры прогнулась до минусовых абсолютных отметок в 20–25 м. В самом Каспии только за последние 18 лет уровень водной поверхности поднялся на 2,5 м [28]. В это же время активизировался и Кавказ с его орогенным режимом. Такое совмещение во времени и пространстве полярных геодинамических режимов характерно для всей нелинейно развивающейся (современной) системы Альпийско-Гималайского пояса, которая в свою очередь является индикатором глобальной геодинамики [11].

И, по-видимому, не случайно именно в позднем плейстоцене на этом градиентном рубеже существенным образом изменился характер развития всей биосферы, в которой появился феноменально прогрессирующий вид Homo sapiens. Можно предположить, что именно специфика глубинных процессов этого времени создала необходимые условия для его появления и развития, определив при этом характер изменчивой среды обитания. Высокая изменчивость среды могла способствовать развитию мутационных способностей отдельных групп уже существовавших в неоплейстоцене гоминид, заложив механизм их ускоренного развития. В связи с этим, понимание закономерностей неоплейстоцен-голоценового времени является определяющим для прогнозирования дальнейшего развития нашей среды обитания с её многочисленными природными рисками.

В этом плане Волжский Уступ с его едва ли не 1000-километровой протяжённостью, великолепной обнажённостью, наличием надёжных геологических реперов, насыщенный проявлениями неоплейстоцен-голоценовых процессов, выступает в роли уникального исследовательского полигона. В таком качестве он, пожалуй, не имеет мировых аналогов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00097а) и Минобрнауки России (инициативный проект 5.5177.2017/8.9); по комплексной научно-инновационной программе Саратовского государственного технического университета имени Ю.А.Гагарина на 2016–2018 годы (направление 15В); по программе развития опорных университетов на 2017–2021 годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ваньшин Ю.В. Геологические феномены Жирновского полигона учебной практики студентов СГУ им. Н.Г.Чернышевского. – Саратов: Изд-во «Научная книга», 2008.
- Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Ст. 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ / А.Г.Олферьев, В.Н.Беньямовский, В.С.Вишневская и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 62–109.
- Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Ст. 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона / А.Г.Олферьев, В.Н.Беньямовский, В.С.Вишневская и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 47–74.
- Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. – Саратов: СГУ, 1967.
- Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А.Флоренсова, В.П.Солоненко. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Иванов А.В. Палеоэкологические особенности кайнозойских гидротерм Нижнего Поволжья // Коэволюция геосфер: от ядра до Космоса: мат-лы всерос. конф. памяти члена-корреспондента РАН Глеба Ивановича Худякова. – Саратов: Изд-во СГТУ, 2012. С. 269–272.
- Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 5 000 000. 12 листов. / Гл. ред. А.Ф.Грачев. – М.: ОИФЗ РАН, 1997.
- Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья. Масштаб 1:500 000 / Под ред. Ф.И.Ковальского. – Саратов: СГУ, 1981.
- Коковкин А.А. Голоценовые дислокации в структуре Хабаровско-Хехцирской системы новейших инверсионных поднятий – проявление нелинейного и волнового характера сейсмического процесса // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 71–80.
- Коковкин А.А. Резонансная модель деформационной системы землетрясения как альтернатива сдвиговой модели // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: мат-лы всерос. совещ. с международным участием. Т. 1. – Иркутск, 2007. С. 146–151.
- Коковкин А.А. Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. – Саратов: Приволжская книжная палата, 2014.
- Коковкин А.А. Эндогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы в рифтогенных структурах юга Дальнего Востока России // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 5–12.
- Лихоман О.А., Ваньшин Ю.В., Токарский О.Г. Минералы-индикаторы неотектонических процессов в пределах платформенных и складчатых областей (Поволжье, Южный Урал, Фергана) // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI в.: тез. докл. к IX съезду Минералогического общества при РАН. – С.-Пб.: СПбГУ, 1999. С. 84–85.
- 14. Мазарович О.А., Милановский Е.Е., Костюченко С.Л. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб: 1:4 000 000 / Отв. ред.

Е.Е.Милановский. – М.: МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии России, ФГУП «Производственное картосоставительское объединение «Картография», 2007.

- Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Гос. изд-во литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам, 1962.
- Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. – М.–Л.: Гос. тех. изд-во нефтяной и горнотопливной литературы, 1940.
- Научно-просветительская экспедиция по Саратовско-Волгоградскому Правобережью «Гагаринский плавучий Университет». Путевые фотоочерки / А.В.Иванов, И.А.Яшков, А.А.Коковкин, А.П.Исаченко. – М.: Изд-во «Университетская книга», 2015.
- Обедиентова Г.В. Из глубины веков. Геологическая история и природа Жигулей. – Куйбышев: Куйбышевское книжное издательство, 1988.
- Пролеткин И.В. Методика комплексного изучения новейшей тектоники, трещиноватости и мегатрещиноватости Поволжья с целью районирования территории по условиям захоронения промстоков // Экологические проблемы Волги: тез. докл. конф. – Саратов: СГУ, 1989. С. 106–107.
- Свиточ А.А. Всемирный потоп и великая Хвалынская трансгрессия Каспия // Природа. № 1. 2006. С. 20–24.
- 21. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии / Тр. ГИН РАН. Вып. 514. М.: Научный мир, 1999.
- 22. Философов В.П. Краткое руководство по морфометричес-

кому методу поисков тектонических структур. – Саратов: СГУ, 1960.

- 23. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1976.
- Худяков Г.И., Ахлестина Е.Ф., Букина Т.Ф. Палеогидротермальные проявления в Нижнем Поволжье // Структура и эволюция минерального мира: мат-лы междунар. минералогического семинара. – Сыктывкар, 1997. С. 166–167.
- Четвертичные отложения, геоморфология и новейшая тектоника Среднего и Нижнего Поволжья. Ч. 2. Объяснит. записка к картам масштаба 1:500 000 / Под ред. Ф.И.Ковальского. – Саратов: СГУ, 1982.
- Четвертичные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья. – Саратов: СГУ, 1978.
- Четыреста миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы / А.М.Никишин, П.А.Фокин, П.Л.Тихомиров и др. Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 1. М.: Геокарт, 2005.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – М.: МГУ им. М.В.Ломоносова, 2012.
- Anissimov L.A., Vanshin J.V., Tokarsky O.G. Neotectonics and Paleozoic karsts aquifers in the lower Volga region // Proceedings Eight International Congress International Association for Engineering Geology and the Environment. Canada. 1998. P. 2199–2204.
- 30. Ulomov V.I. Seismic hazard of Northern Eurasia // Annali di Geofisica. Vol. 42. № 6. December 1999. P. 1023–1036.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РИСУНКОВ

Рисунки и другие графические материалы представляются в цветном или черно-белом варианте в электронном виде. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170×237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw, JPEG и TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Exsel. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. **Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.** Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору. DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10028

УДК 551.12 © А.П.Лихачев, 2018

Непроизвольная сущность геологических и других природных процессов и определяющая роль воды в их проявлении

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научноисследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Принято считать, что реальные процессы являются неравновесными и протекают «сами собой» (произвольно), без воздействия внешних сил. В статье показано, что геологические и другие природные процессы в большинстве своём совершаются непроизвольно («принудительно»). Они осуществляются под воздействием внешних сред, веществ, сил и энергий с активным участием и влиянием воды. Выяснение принудительной сущности геологических и других природных процессов способствует их более глубокому познанию и эффективному решению научных и практических вопросов.

Ключевые слова: геологические и другие природные процессы, условия их проявления, определяющая роль воды.

Лихачев Александр Петрович



alexanderlikhachev@rambler.ru

The involuntary essence of geological and other natural processes and the determining role of water in their manifestation

A.P.LIKHACHEV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

It is generally accepted that real processes are nonequilibrium and proceed «by themselves» (arbitrarily), without the influence of external forces. The article shows that geological and other natural processes are mostly performed involuntarily («forcedly»). They are influenced by external environments, substances, forces and energies with the active participation and influence of water. The identification of the forced nature of geological and other natural processes contributes to their deeper knowledge and effective solution of scientific and practical issues.

Key words: geological and other natural processes, conditions of their manifestation, determinative role of water.

Практически все природные процессы совершаются под внешним воздействием, то есть осуществляются «принудительно». Появление первого (исходного) вещества водорода - произошло, как допускается, под принудительным воздействием Большого взрыва. Все остальные химические элементы являются принудительными продуктами коллапса массивных звёзд и взрывов сверхновых. Первичные, существенно газовые планеты образуются под принудительным влиянием гравитационных сил, концентрирующих межзвёздное вещество, а тела земного типа - за счёт их центральных твёрдых частей (ядер), освобождающихся от газовой составляющей под принудительным воздействием ударной волны первоначальной вспышки звёзд [14]. При этом твёрдое вещество вследствие его принудительной декомпрессии, вызванной сбросом газовой составляющей, полностью переходит в расплавное состояние.

В дальнейшем декомпрессионно расплавленное тело остаётся в окружении и под принудительным воз-

действием холодного космического пространства, подвергаясь принудительному охлаждению, вызывающему его принудительные конвекцию, кристаллизацию и дифференциацию с гравитационно-принудительным образованием ядра, мантии, первичной коры, атмосферы и гидросферы.

В ходе последующей эволюции вещество этих составляющих подвергается принудительным преобразованиям – плавлению, растворению, замещению, метаморфизму и перемещению.

В геологических процессах принудительную функцию в основном выполняют гравитационная сила, тепловая энергия и вода. Гравитация обеспечивает физическую и химическую дифференциацию веществ с перемещением их в пространстве. Тепловое влияние вызывает плавление, растворение, кристаллизацию и метаморфизм природных материалов. Вода является принуждающим возбудителем и участником различных преобразований веществ и других геологических событий. При отсутствии воды (например, на безводных планетах земного типа) свойственные Земле процессы не происходят.

Таким образом, природные, в том числе и геологические, процессы принудительны по своей сути. Констатация этого факта делает возможными и необходимыми выявление, изучение и учёт источника принуждения, его происхождения, мощности, свойств, состава, строения, механизмов и вектора проявления. В целом же сам этот факт указывает на всеобщую принудительность событий, совершаемых в природе, в образовании и эволюции всего мира.

Наблюдаемые геологические процессы начались со времени гравитационно-принудительного опускания воды на поверхность планеты из первично горячей атмосферы, принудительно охлаждённой окружающим космосом, и последующего принудительного формирования супракрустальных образований под воздействием и с участием воды (~4000 млн. лет назад, судя по соответствующим формациям Исуа в Западной Гренландии и других регионов мира [1, 3]).

Вода оказывает определяющее влияние в дальнейших принудительных событиях образования и преобразования земной коры и в эволюции планеты в целом, выполняя при этом роль внешнего источника вещества и энергии – возбудителя процессов. Она производит принудительную массовую гидратацию первичных пород, сопровождающуюся уменьшением их плотности и увеличением объёма, которые вызывают перемещение, декомпрессию и плавление веществ с принудительным проявлением как тектонических, магматических и гидротермальных процессов, так и процессов рудообразования.

Отметим следующие основные свойства воды, оказывающие наибольшее принудительное влияние на проявление геологических процессов [12].

1. Уменьшение плотности и вязкости силикатных расплавов (рис. 1, А–В). Эти эффекты имеют очень важное значение на стадии общего расплавного состояния Земли и других планет её типа. На данной стадии вещество Земли, содержащее Fe ~30 мас.%, должно было состоять из двух жидкостей: силикатной, насыщенной железом, и избыточной металлической, преимущественно железной. Последняя сначала (при наиболее высоких температурах) находилась в диспергированном (распылённом) виде в преобладающей по количеству первой (силикатной), удерживаясь в ней во взвешенном состоянии. С понижением температуры диспергированные частицы сливались в более крупные выделения, способные к гравитационному осаждению с формированием металлического ядра планеты.

Эффект диспергирования тяжёлых жидкостей в силикатных расплавах был установлен автором ранее [10], преимущественно в экспериментах с сульфидно-силикатными системами (см. рис. 1, Г–Е). Его проявление в сочетании с эффектами влияния воды на плотность и вязкость силикатных расплавов способно определять дальнейшую судьбу планетных тел.

От содержания воды и степени снижения за счёт неё плотности и вязкости силикатного расплава зависит возможность и количество накопления в центральных частях планет металлического железа, влияющего на многие их свойства, в том числе на существование магнитного поля. Безводные и маловодные планеты из-за высокой плотности и вязкости их силикатного расплава неспособны создавать в себе металлические ядра, оказывающие влияние на эволюцию планеты и проявление на них геологических процессов.

2. Снижение под воздействием воды температуры плавления веществ на величину до 550°С и более (рис. 2, А–В).

Благодаря этому свойству вода, в случае её проникновения в сухую и горячую мантию, может обеспечить зарождение магм при относительно низких температурах и проявление мафит-ультрамафитового магматизма без каких-либо дополнительных энергетических затрат, то есть на стадии охлаждения планеты, что невозможно при отсутствии воды – у безводных планет.

3. От наличия и воздействия воды зависят состав и рудоносность зарождающихся в мантии магм (см. рис. 2, В).

Особенно важным здесь является эффект перемещения под влиянием воды линии солидуса пиролита в более низкотемпературную область по отношению к солидусу сульфидов. Это делает возможным более раннее (опережающее) зарождение бессульфидных мафических (преимущественно толеитовых) магм (MgO ≤8 мас.%) по сравнению с сульфидоносными мезомафическими (MgO 8–33 мас.%) магмами, формирующими платиномедно-никелевые и платиновые месторождения [10].

Вынос бессульфидных магм из горизонта магмообразования приводит к увеличению содержания рудных веществ в остающемся в твёрдом состоянии (реститовом) материале. При его дальнейшем плавлении сначала зарождаются сульфидоносные мезомафические магмы (с MgO 8–33 мас.%), формирующие платиномедно-никелевые месторождения, а затем бессульфидные ультрамафические продукты (с MgO >33 мас.%), обогащённые магнием, хромом, силикатным никелем и тугоплавкими металлами платиновой группы. Именно такая последовательность зарождения в мантии и внедрения в земную кору магм наблюдается во всех регионах проявления рудоносного мафит-ультрамафитового магматизма [10].

Положение сухого солидуса перидотита (см. рис. 2, В, красная линия) в исключительно высокотемпературной области в случае отсутствия воды делает практически невозможным проявление базальт-андезитового и более кислого магматизма. Иначе говоря, без воды не могли осуществляться свойственные Земле магматические процессы, и, соответственно, не могли формироваться связанные с ними рудные месторождения.



Рис. 1. Влияние воды на свойства пород, минералов и силикатных расплавов и характер распределения в них рудных веществ:

А – изменение плотности пород и их расплавов с повышением содержания в них H₂O [25]; Б – изменение плотности оливина с увеличением степени его гидратации (серпентинизации) [24]; В – изменение вязкости расплавов базальта (1) и риолита (2) с увеличением содержания в них H₂O при температуре ~827°C [22]; Г – эмульсионные выделения сульфидов в закалённом расплаве (стекле) пикритового состава, температура 1500°C, ув. 350 [10]; Д – каплевидные выделения сульфидов в том же расплаве при температуре 1150°C, ув. 150 [10]; Е – Fe-Ni выделения в пикритовом материале, температура 800°C, ув. 250 [10]

Дискуссии



Рис. 2. Влияние воды на температуру и степень плавления веществ (перидотита и пиролита), на состав образующихся при этом расплавов (магм) и на изменение (серпентинизацию) оливина:

А – положение солидуса перидотита в зависимости от мольной доли воды в присутствующем флюиде, содержащем, кроме воды, CO₂ [16]; Б – снижение температуры солидуса и степень плавления пиролита с увеличением содержания воды [23]; В – влияние воды на образование рудоносных и безрудных мафит-ультрамафитовых магм [10]: 1, 2 – линии солидуса и ликвидуса пиролита, содержащего 0,1 мас.% воды [29], 3 – линия солидуса пирротина [4, 28], 4, 5 – приблизительные линии солидуса и ликвидуса сульфидов мантии, 6 – сухой солидус перидотита; I – участок зарождения сравнительно низкотемпературных бессульфидных магм мафического состава (MgO ≤8%); участки зарождения сульфидоносных магм: IIa – относительно низкотемпературные (MgO 8–10%), несущие богатые медью (по отношению к никелю) сульфиды (Ni:Cu=1:3–4), II6 – среднетемпературные (MgO 10–15%), включающие всю сульфидную фракцию исходного вещества (Ni:Cu=1:1,2–2,5), IIв – высокотемпературные (MgO 15–33%), содержащие бедные медью сульфиды (Ni:Cu=1→10:1); III – участок выплавления бессульфидных высокотемпературных магм ультрамафического состава (MgO >33%); Г – серпентинизация кристалла оливина, осуществлённая в экспериментах автора по гидратации породообразующих минералов, ув. 35; *T* 278°C, *P* 96,5 атм; белый треугольник – приблизительная величина приращения размера кристалла [12] При наличии воды резко расширяется температурный интервал между солидусом и ликвидусом перидотита, что позволяет осуществляться глубокой дифференциации веществ в ходе их парциального плавления и фракционной кристаллизации с накоплением ценных компонентов. То есть безводные магмы не могут формировать месторождения полезных ископаемых.

4. Гидратация и дегидратация породообразующих минералов (см. рис. 2, Г), которые уменьшают или увеличивают плотность пород на величину до единицы и более (см. рис. 1, А, Б) и повышают или снижают их объём до 28% и более.

Гидратация вещества мантии в срединно-океанических зонах может приводить к подъёму (всплытию) мантийных масс и проявлению за счёт выделяемого при реакции гидратации тепла рудообразующих гидротермальных процессов в виде чёрных курильщиков, как это, например, наблюдается в поле Рейнбоу и других полях Срединно-Атлантического хребта [7]. Одновременно гидратация, вызывая всплытие мантийных масс, может обеспечивать декомпрессию нижележащих толщ мантии, приводящую к их плавлению, магмообразованию и проявлению мафит-ультрамафитового магматизма. Всему этому может способствовать снижение температуры плавления мантийного материала под действием воды. В результате в движение могут вовлекаться огромные массы мантийного вещества, способные вызывать как спрединг и субдукцию океанического дна, так и перемещение континентальных плит. При этом важно отметить, что для частичного перевода веществ в расплавное состояние, делающего их подвижными, требуется весьма малое количество воды – ~0,01%, и для этого не нужно повышение температуры (см. рис. 2, А, Б).

5. Вода с её возможностью проникать в мантию, снижать температуру плавления веществ и увеличивать их объём может быть причиной проявления различных видов континентального магматизма и образования рудоносных осадочно-вулканогенных депрессионных структур, к которым относятся зеленокаменные и другие подвижные пояса и наложенные прогибы, в том числе Тунгусская синеклиза с её Норильским рудным районом [10].

В Тунгусском регионе [10, 12] был сформирован крупный термический плюм, который осуществлял фракционное плавление водосодержащей верхней мантии сначала с образованием бессульфидных мафических магм, а затем сульфидоносных мезомафических. За счёт первых сформировались базальтовые толщи региона, а за счёт вторых – рудоносные интрузии и месторождения Норильского района.

6. Вода способна обеспечивать достижение высоких давлений и осуществлять глубокий метаморфизм пород и руд. При этом существует большая зависимость давления воды от коэффициента заполнения вмещающего её пространства [12, 18].

Этот эффект обычно не учитывается в геологических построениях, однако в большинстве случаев в толщах земной коры и мантии вода находится в условиях 100% заполнения свободного пространства и может создавать высокие давления при сравнительно низких температурах и на относительно небольших глубинах.

Особенно большие давления достигаются при резком воздействии на воду высоких температур. Они наблюдались автором в экспериментах по воздействию сфокусированного лазерного луча на образцы пород, руд и минералов, погружённых в воду [8, 10, 15], то есть при действии светогидравлического эффекта, открытого академиком А.М.Прохоровым и его сотрудниками [2].

7. Вода и водные растворы являются основным растворителем, дезинтегратором и транспортёром химических элементов, минералов и горных пород земной коры и мантии, обуславливающими дифференциацию веществ и образование рудных и нерудных месторождений.

Таким образом, приведённые данные позволяют допускать, что вода способна обеспечить эндогенную активность Земли на стадии её охлаждения и может являться основной причиной формирования земной коры и проявления геологических, и в том числе рудообразующих, процессов.

Не вдаваясь в ранее обсуждаемые подробности формирования и эволюции Земли и её коры [10, 11, 26], рассмотрим возможную последовательность этих событий с участием в них воды. Практически неоспоримым и общепризнанным является тот факт, что Земля и другие планеты земной группы прошли стадию общего плавления [5, 6]. Из-за недостаточности у них для этого собственных масс [5] автором показано, что данные тела изначально могли представлять собой твёрдые ядра преимущественно газовых планет [14]. Переход этих тел в расплавное состояние происходил за счёт их декомпрессии при сбросе газовой составляющей под воздействием ударной волны, вызванной первоначальной вспышкой Солнца.

После полного декомпрессионного плавления исходного вещества [14] Земля, как и остальные планеты её группы и Луна, оказалась в окружении космического пространства, представляя собой по отношению к нему открытую систему. Взаимоотношение с ним в основном сводится к потере (отдаче в космос) тепла (для Земли ~1,3×10²¹ Дж/год) и поступлению из космоса маловлияющих на общие геологические процессы солнечного излучения (~5,5×10²⁴ Дж/год), а также твёрдых фрагментов, которые в основном были выброшены при декомпрессионном взрыве самого же исходного тела [14]. Из-за относительно большой массы Земли и её более сильного притяжения эти фрагменты и возможные другие близлежащие космические тела были поглощены ею сравнительно быстро, в основном на стадии своего расплавного состояния. Поэтому на поверхности Земли отсутствуют многочисленные следы (кратеры) падения космических тел, в отличие от меньших по массе планет земной группы и Луны, но не Венеры, имеющей

близкую к Земле массу и также содержащей сравнительно небольшое количество импактных кратеров.

Потеря тепла со временем вызвала кристаллизацию расплавного тела, которая происходила с выделением воды и других летучих компонентов, растворённых в силикатном расплаве (до ~10 мас.%).

В зависимости от общей массы тела, вода в одном случае при массе, соответствующей Земле (5,97219×10²⁴ кг), поднималась над расплавленным телом и удерживалась над ним в составе первичной атмосферы, а в других, при меньшей массе тела, как у Венеры (4,86х10²⁴ кг) и остальных планет земной группы, обладающих меньшей силой гравитационного притяжения, улетучивалась безвозвратно в космическое пространство. У Марса она некоторое время задерживалась и производила эрозию его поверхности, но в последствии практически исчезла, особенно её жидкая фаза. Некоторое количество воды было и на поверхности Венеры, однако близкое Солнце её испарило и вытеснило за пределы планеты.

Кристаллизация расплава во всех случаях сопровождалась дифференциацией минеральных фаз и довольно длительное время поддерживала температуру тела кристаллизационным теплом. После завершения кристаллизации большей части тела оно перешло в состояние общего охлаждения.

На этом этапе пути эволюции рассматриваемых планетных тел расходятся. Безводные тела с массой меньшей, чем у Земли, заканчивая общую кристаллизацию и продолжая охлаждаться, остаются внутренне пассивными. Их дальнейшая активность связана в основном с падением твёрдых космических фрагментов без проявления геологических, в том числе и рудообразующих, процессов.

Водосодержащая Земля благодаря воде имела и продолжает иметь возможность для последующей активности, приводящей к реализации присущих ей геологических событий.

Кристаллизация расплавленной Земли, вероятнее всего, началась с её верхних, принудительно охлаждающихся слоёв, сопровождалась принудительным (под действием силы гравитации) погружением тяжёлых зёрен выделяемых минеральных фаз в более глубокие горизонты и постепенным смещением фронта кристаллизации вниз. Кристаллизовался преимущественно оливин. Другие породообразующие минералы практически не выделялись, так как фронт кристаллизации постоянно подпитывался (восстанавливал свой состав) свежим расплавом, поступающим из нижележащих конвектирующих слоёв. В результате в верхних горизонтах гравитационно-принудительно накапливался остаточный расплав мафического состава, а в нижних ультрамафический материал. В конечном итоге за счёт ультрамафической части принудительно сформировалась первичная перидотитовая (пиролитовая) мантия, а за счёт мафической - первичная базальт-андезит-анортозит-гранитоидная кора.

Мафический расплав, сформировавший первичную кору, закристаллизовался несколько позднее затвердевания мантийного материала. Главной причиной этого мог быть гравитационно-принудительный поток кристаллизационного тепла и флюидов мантии. Принудительная (под воздействием внешнего охлаждения) кристаллизация базальт-андезитового расплава первичной коры происходила фракционно, с гравитационно-принудительной дифференциацией вещества на меланократовую часть внизу и лейкократовую вверху. За счёт меланократовой части сформировалась пикритоподобная нижняя кора, а за счёт лейкократовой - верхняя андезит-анортозит-гранитоидная. Первичный облик поверхности коры мог быть подобным Луне и состоял из сравнительно лёгких анортозит-гранитоидных выступов (материков) и более тяжёлых базальт-андезитовых депрессий (морей).

Поступавшие гравитационно-принудительно из глубин к земной поверхности вода и другие летучие компоненты вначале из-за высокой температуры находились во взвешенном (в парообразном и газовом) состоянии, формируя первичную атмосферу. Затем с понижением температуры атмосферы до 100°С и ниже вода гравитационно-принудительно опускалась на поверхность Земли, образуя гидросферу.

В дальнейшем совершаемые на Земле события, выраженные уже в наблюдаемых геологических процессах, продолжают осуществляться принудительно, под воздействием внешних сред, веществ, сил и энергий.

Плавление веществ и проявление магматизма в основном происходит за счёт декомпрессии высокотемпературных мантийных материалов, вызванной их разуплотнением, и в результате снижения температуры солидуса (перехода в расплав) под воздействием воды. В коровых условиях расплавы возникают и под влиянием на материалы коры внедряемых в них высокотемпературных мантийных магм.

Гидротермальные процессы полностью принудительны – осуществляются под воздействием и при непосредственном участии поступающих в земную кору воды и мантийного тепла, доставляемого магматическими расплавами, горячими твёрдыми телами и геотермическим потоком.

Тектонические движения Земли связаны с перемещениями мантийных масс, вызванными их разуплотнением под принудительным действием воды – гидратации и плавления веществ.

Начало опускания воды из атмосферы на земную поверхность определяло собой переход планеты в стадию зафиксированного в континентах геологического развития, происходящего под действием воды на фоне общепланетарного охлаждения [10, 11]. Иначе говоря, геологическая история Земли – это события, реализуемые на ней на стадии её охлаждения и в основном благодаря действию воды.

Опускающаяся на земную поверхность вода гравитационно-принудительно заполняла «морские» базальт-
андезитовые депрессии и пониженные участки возвышенных анортозит-гранитоидных областей, производя принудительную эрозию пород и снос эрозионного материала в понижения рельефа с гравитационно-принудительным формированием первых супракрустальных образований. Одновременно вода гравитационно-принудительно проникала в более глубокие, ещё горячие горизонты первичной коры и мантии, используя для этого ослабленные зоны и приводя к принудительной гидратации мантийного вещества, способствующей его гравитационно-принудительному подъёму и декомпрессионному плавлению, а также вызывая плавление веществ нижележащих слоёв за счёт понижения температуры их солидуса.

Проникновение воды в мантию и гидратация её материала принудительно обеспечивают в последующем проявление практически всех свойственных Земле генетических особенностей и геологических процессов.

Массовая гидратация началась с пород коры и продолжается до сих пор в остывающих до ~500°С горизонтах верхней мантии, в местах проникновения в них поверхностной воды. Она сопровождается увеличением объёма (до 28%) подвергающихся гидратации твёрдых веществ и значительным выделением тепловой энергии (ΔH^0 серпентина равна –2086,72 ккал/моль).

Вода следует за изотермой 500°С вне зависимости от глубины её опускания. Это связано с тем, что между фронтом и тылом области гидратации существует температурный градиент, который вызывает движение воды к фронту гидратации практически независимо от физического состояния гидратируемой массы.

На ранних стадиях, когда проникновение воды в первичную земную кору и мантию было сравнительно неглубоким, гидратация приводила к местным воздыманиям земной поверхности и проявлению локального магматизма в виде интрузивных и эффузивных фаций коматиитовой формации (в архейское время), а позднее (в раннем и среднем протерозое) – к образованию мелких и крупных стратифицированных комплексов, в том числе бушвельдского типа [9].

В дальнейшем (в позднем протерозое) с более глубоким проникновением воды в мантию и образованием глобальных (в основном ротационных от вращения планеты) ослабленных зон [13] происходила массовая гидратация и разуплотнение мантийного вещества, его подъём в земную кору с формированием рифтогенных структур, преобразующихся со временем в срединноокеанические хребты. В них под воздействием подъёма гидратированного вещества мантии, а также её дезинтегрированных (за счёт частичного плавления под действием воды) нижележащих слоёв начал осуществляться спрединг океанического дна, погружающегося в мантию в зонах субдукции. Обычно оба эти процесса проявляются при наличии воды, в границах океанических и морских бассейнов.

При этом важно отметить, что вода, составляющая ~0,000025% вещества Земли, малым количеством вы-

зывает движение огромных масс силикатного материала. Она выполняет роль спускового механизма и приводит к подъёму и частичному плавлению вещества мантии, обеспечивающих проявление океанического (преимущественно мафического) магматизма и общую дезинтеграцию мантийного материала, делающую его подвижным. К тому же поступающая в мантию в зонах спрединга вода большей частью возвращается в гидросферу в зонах субдукции вследствие дегидратации погружающейся океанической коры – из-за повышения температуры до 500°С и более.

Схематическая картина влияния воды на процессы перемещения континентальных плит, а также спрединг и субдукцию океанического дна показана на рис. 3. Принципиальная особенность этой схемы состоит в том, что в ней проявление рассматриваемых процессов осуществляется не в результате общей конвекции мантийного вещества, как принято считать, а вследствие перемещения её сравнительно ограниченных масс под воздействием воды и с осуществлением дифференциации материала мантии на мафическую и ультрамафическую (реститовую) составляющие.

В зонах субдукции мафическая часть, переходя в расплав и участвуя в проявлении островодужного магматизма, в большинстве своём остаётся в пределах земной коры, а ультрамафическая погружается в мантию, обогащая её магнием. В целом же этот процесс продолжает химическую и минеральную дифференциацию земного вещества.

Движение океанических плит и континентальных блоков осуществляется по границе Мохоровичича (Мохо) с опорой на твёрдую и более плотную подстилающую мантию. Этому способствует частичная серпентинизация реститового материала плит – зёрен оливина их ультрамафической части, находящихся в дезинтегрированном состоянии.

Важно отметить, что почти во всех научных публикациях, рассматривающих спрединг и субдукцию океанических плит, последние находятся именно на уровне и в пределах расположения границы Мохо. Однако на данный факт не обращается внимание, так как всё это связывается с более глубинными событиями.

В современных концепциях для объяснения наблюдаемых движений океанических и континентальных участков земной коры привлекается механизм тепловой конвекции твёрдого вещества мантии [17, 19 и др.]. Возможность его проявления во многом сомнительна и маловероятна, в частности, по следующим причинам.

Мантия состоит из силикатного вещества котектического состава (рис. 4, А), породообразующие минералы которого представляют собой твёрдые растворы, обладающие, как и порода в целом, широким температурным интервалом своего плавления (перехода в расплав) – 685°С по оливину (см. рис. 4, Б). Поэтому при наличии избыточного тепла (чем объясняется конвекция мантии) такое вещество должно не «размягчаться» и



Рис. 3. Схема участия воды в процессах перемещения континентальных плит, спрединга и субдукции океанического дна:

А, Б – последовательность подъёма мантийного материала (вследствие его гидратации) и раздвижения континентальной коры; В – зона спрединга дна океана; Г – зона субдукции океанической плиты; вещество мантии: 1 – первичное, 2 – подвергающееся серпентинизации, 3 – подвергающееся декомпрессионному плавлению, 4 – реститовый материал; 5 – скопление расплава, образующегося при декомпрессионном плавлении вещества мантии; 6 – материки; 7 – океаническая кора; 8 – частичная серпентинизация зёрен реститового оливина; 9 – граница МОХО; 10 – континентальная кора; 11 – образования; коллапсирующей призмы; 12 – осадочные образования; 13 – магма островной дуги; 14 – направления движения материала мантии (*a*), воды литосферы (*б*) и воды дегидратации пород океанической плиты (*в*); синий цвет – вода

конвектировать, как предполагается, а подвергаться постадийному (фракционному) плавлению в направлении от легкоплавких к тугоплавким фракциям. Возникающий при этом расплав способен скапливаться и испытывать конвекцию, удаляя тем самым излишнее тепло.

Примером может служить ядро планеты, представляющее собой, как обосновано в литературе, ассоциацию твёрдых, преимущественно железоникелевых растворов (см. рис. 4, В). Можно допускать, что под влиянием (принуждением) общего (внешнего) охлаждения планеты при современных *P-T* параметрах его наиболее легкоплавкая фракция (+S и другие примеси) перешла и находится в расплавном конвектирующем (отводящем тепло) состоянии, составляя внешнюю часть ядра, а тугоплавкая – твёрдую внутреннюю.

«Отгон» легкоплавкой составляющей происходил и происходит также в мантии. Вначале он осуществлялся под воздействием внешнего охлаждения расплавленной Земли, вызывающего общую котектическую кристаллизацию силикатного расплава мантии (см. рис. 4, А). Кристаллизация приводила к накоплению легкоплавкой фракции преимущественно мафитового состава вверху планеты. Затем, уже после полного затвердевания мантии, «отгон» стал вызываться локальными принудительными факторами (в основном воздействием воды) и проявляться в виде магматических процессов.

Известно, что остывающие твёрдые тела, к которым относятся планеты земной группы, находящиеся под воздействием холодного космоса, непрерывно теряют свою внутреннюю энергию – U=U(T, V), и потому снижают возможность совершать какую-либо существенную работу (процессы) без участия внешних веществ и сил.

В сущности, у Земли нет ни внутренних, ни внешних энергий, которые бы обеспечили допускаемую сухую циркуляцию большей части её объема (~83%) и массы (~67%) на протяжении многих миллионов лет. А если бы они были, то это привело бы к полному наномикронному истиранию её вещества и его полному плавлению, то есть не к охлаждению земных недр (как предполагается), а к их разогреву.

Современные теплопотери Земли оцениваются в $1,3 \times 10^{21}$ Дж/год. Вынос тепла за счёт кондуктивной теплопередачи – 10^{21} Дж/год. Оставшиеся $0,3 \times 10^{21}$ Дж/год приходятся на вынос остальными возможными путями, в том числе предполагаемой всеобщей конвекцией мантии. Получается весьма малая величина. Она соответствует только частичному (послойному и фрагментарному) перемещению вещества мантии, осуществляемому, как говорилось выше, под воздействием воды.

Таким образом, можно сделать следующие основные выводы.

1. Главная причина проявления геологических и других природных процессов состоит в наличии на Земле воды и её проникновении в горячую мантию.

 Геологические и другие природные процессы в большинстве своём являются «принудительными». В основном они осуществляются не в самопроизвольном стремлении и движении веществ и систем к равновесному состоянию, а в их принудительном образовании и преобразовании под действием внешних сред, веществ,



Рис. 4. Диаграммы состояний силикатных и металлических веществ (систем): ситемы: A – M,SiO,–CaAl,Si,O,–SiO, [20], Б – Mg,SiO,–Fe,SiO, [21], В – Fe–Ni [27]

сил и энергий. И только после этого вещества и системы эволюционируют (и тоже принудительно) в сторону равновесия, практически никогда не достигая его. То есть наибольшие свершения приходятся на стадию образования и преобразования веществ и систем.

3. «Принудительность» является общим и главным фактором совершаемых в природе событий. В земных условиях определяющая роль в этом принадлежит воде. Она влияет на образование и эволюцию планеты в целом, на проявление практически всех геологических процессов, а также служит основой зарождения, существования и преобразования органического мира, цивилизаций и жизни как таковой.

4. Для оценки масштабности и продуктивности геологических и других процессов, в том числе в отношении образования и нахождения месторождений полезных ископаемых, целесообразно опознание источника принуждения, выяснение его размерности и мощности, а также энергетических затрат, требуемых для реализации процессов. Каждому событию и процессу присущи вполне определённые энергетические затраты и их источники. Имея сведения о них, можно судить о возможности и пределах его проявления. Например, допускать или нет всеобщую конвекцию твёрдого мантийного вещества на протяжении большей части истории Земли (~4 млрд. лет). Можно также судить о перспективности нахождения новых месторождений богатых руд и целесообразности проведения дальнейших поисковых работ на них, например, в Норильском районе. Для этого нужны сведения о количественном соотношении и энергии мобилизации бессульфидных (мафических) и сульфидоносных (мезомафических) фракций в исходном мантийном веществе и в магматических проявлениях региона.

5. Геологические процессы Земли совершаются под влиянием и с участием внешних веществ и энергий. В основном эту роль выполняет вода гидросферы. На безводных планетах и телах земного типа они не проявляются, как и не образуются присущие им месторождения полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии / Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188–201.
- Аскарьян Г.А., Прохоров А.М., Шипуло Г.П. Светогидравлический эффект. Авторское свидетельство № 65 // Бюллетень изобретений. 1969. № 19. С. 3.
- Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975.
- 4. *Кеннеди Дж.Р., Рыженко Б.Н.* Влияние давления на эвтектики в системах Fe–FeS // Геохимия. 1973. № 9. С. 1392–1396.
- 5. *Кузнецов В.В* Физика Земли и Солнечной системы. Новосибирск, 1990.
- 6. *Кузнецов В.В.* Физика горячей Земли. Новосибирск, 2000.
- Леин А.Ю., Сагалевич А.М. Курильщики поля Рейнбоу район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44–53.
- 8. *Лихачев А.П.* Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // Геохимия. 1978. № 10. С. 1554–1557.
- 9. Лихачев А.П. О происхождении пегматоидных трубок Бушвельдского магматического комплекса // Отечественная геология. 2002. № 3. С. 21–28.
- 10. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые

месторождения. - М.: Эслан, 2006.

- Лихачев А.П. Определяющая роль воды в формировании и эволюции Земли // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 53–63.
- Лихачев А.П. Возможности проявления рудообразующих процессов при формировании и эволюции земной коры // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 22–33.
- Лихачев А.П. Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 55–63.
- Лихачев А.П. Планеты земной группы как твёрдые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 89–100.
- Лихачев А.П. К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов изотопов в природных процессах // Отечественная геология. 2017. № 6. С. 80–93.
- Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979.
- 17. *Новая* глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.
- Самойлович Л.А. Зависимости между давлением, температурой и плотностью водно-солевых растворов. М., 1996.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002.
- 20. Andersen O. The system anortite-forsterite-silica // Am. Journ. Sci. 1915. Ser. 4. Vol. 39. P. 407.
- Bowen N.L., Schairer J.F. The system MgO–FeO–SiO₂ // Am. Journ. Sci. 1935. Ser. 5. Vol. 29. P. 197.
- Giordano D. Experimental Determinations and Modelling of the Viscosity of Multicomponent Natural Silicate Melts: Volcanological Implications / Inauguraldissertation zur erlangung des doktorgrades der fakultat für geowissenschaften der ludwig-maximilians-universitat. – Munchen, 2002.
- 23. *Green D.H.* Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // Phys. Chem. Minerals. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2015. P. 28.
- 24. *Iyer K*. Mechanisms of serpentinization and some geochemical effects // Dissertation for the degree of Doctor Scientiarum Physics of Geological Processes Faculty of Mathematics and Natural Sciences University of Oslo. September 2007. P. 36.
- Lesher C.E., Spera F.J. Thermodynamic and Transport Properties of Silicate Melts and Magma / The Encyclopedia of Volcanoes. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00005-5. Ch. 5. P. 113–141.
- Likhachev A.P. The crucial role of water in the formation and evolution of the Earth // Abstract. 32nd IGC. Italy. 2004. Part 2. P. 1087.
- 27. Lovering J.F. Differentiation in the iron–nickel core of a parent meteorite body // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1957. Vol. 12. P. 238–252.
- Sharp W.E. Melting curves of sphalerite, galena, and pyrrhotite and decomposition curve of pyrite between 30–65 kilobars // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. No. 6. P. 1646–1652.
- Wyllie P.J. Experimental limits for melting in the Earth's crust and upper mantle // Geophys. Monog. Ser. 1971. 14. P. 279–301.



85-летие Александра Петровича Лихачева

18 ноября 2018 г. исполняется 85 лет Александру Петровичу Лихачеву – доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику ФГБУ «ЦНИГРИ».

Свою жизнь в геологии Александр Петрович начал в 1950 г. рабочим гидрогеологической партии Киргизского геологического управления (КГУ). После обучения на специализированных курсах он продолжил работу в КГУ геофизиком-наблюдателем, коллектором и старшим коллектором, занимаясь поисками урановых месторождений и геологической съёмкой различных районов Киргизии. В 1951 г. непосредственно участвовал в открытии и обследовании уран-ториевого месторождения «Чангет» в Джалал-Абадской области Киргизской Республики. Не прекращая работать в КГУ, в период 1954–1959 гг. учился на дневном отделении Фрунзенского политехнического института, по окончании которого по собственной просьбе был направлен в Норильский горно-металлургический комбинат (НГМК).

В НГМК работал до 1962 г. старшим инженером, старшим геологом, и.о. начальника партии, и.о. главного геолога рудника «Угольный ручей», занимаясь поисками и разведкой богатых руд в пределах горного отвода комбината, а также промышленной добычей руд. При этом были открыты новые рудные тела, разработана и применена на практике эффективная система отгрузки рудных масс, позволившая сократить потери ценных металлов и повысить их извлечение.

С 1962 г. по настоящее время трудовая жизнь Александра Петровича связана с ЦНИГРИ. Здесь он закончил очную аспирантуру, поступив в неё по приглашению профессора М.Н.Годлевского, подготовил и защитил кандидатскую (1965) и докторскую (1980) диссертации. Работал в должностях старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией и заведующего сектором, главным и ведущим научным сотрудником, занимаясь геологией платино-медно-никелевых и платиновых месторождений и проблемами продуцирующего их мафит-ультрамафитового магматизма.

В 1980 г. Александр Петрович был назначен главным куратором министерства геологии СССР по никелю, кобальту и металлам платиновой группы. В его обязанность входило определение направлений геологоразведочных и научно-исследовательских работ страны, а также их координация. Был руководителем ряда научных исследований, осуществляемых организациями Мингео СССР и АН СССР. В ходе выполнения этих работ была создана геолого-генетическая классификация магматических формаций и связанных с ними месторождений, разработана концепция развития магматизма и выделены признаки обстановок, благоприятных для образования месторождений. Разрабатывались и внедрялись методики прогноза, поисков и оценки месторождений никеля, кобальта и платиноидов. Впервые для классификации магматических пород была предложена магнезиальность, а не кремнекислотность и щелочность. Это позволило выйти на более достоверную оценку Р-Т параметров зарождения продуктивных магм, что в свою очередь существенно повысило надёжность оценки перспективности рудоносных площадей. Было также показано, что существующие разности мафит-ультрамафитовых образований являются продуктами различной степени плавления исходного мантийного вещества, а не дифференциатами только одной, первично выплавляемой пикритовой магмы, как полагалось ранее. Данное положение послужило основанием для разделения магматических образований с вычленением из них рудоносных разностей и определением мест их проявления.

В результате экспериментальных и теоретических исследований Александром Петровичем выявлены закономерные свойства и термодинамический ряд химических элементов, определяющие их поведение в магматических и гидротермальных процессах, а также при переработке руд и других материалов. Использование выявленных закономерностей позволяет эффективно решать геологические, технологические и другие задачи, связанные с получением ценных веществ и защитой окружающей среды.

На базе достигнутых научных результатов обоснована перспективность постановки поисковых работ, приведших к открытию на севере Красноярского края новой Маймеча-Котуйской платиноносной провинции и ряда конкретных уникальных по составу элементов рудоносных объектов.

В период 1986–1990 гг. в институте «Гинцветмет» Министерства цветных металлов СССР Александр Петрович изучал возможности использования выявленных в экспериментальных исследованиях закономерностей поведения химических элементов в металлургической практике. Были разработаны и запатентованы принципиально новые технологии, установки и оборудование, обеспечивающие высокоэффективную переработку рудных и других материалов.

В последующие годы исследования А.П.Лихачева касались вопросов происхождения крупных зарубежных объектов (Бушвельд, Стиллуотер, Садбери и др.), закономерностей образования и размещения месторождений различных видов полезных ископаемых, выяснения общих вопросов геологии и геохимии, причин и условий проявления природных процессов. К числу его главных научных достижений в этот период относятся:

• обоснование возможности появления расслоенности магматических комплексов не в результате многоразовых инъекций различных по составу малообъёмных порций магм, как было принято считать, а вследствие сейсмогравитационного эффекта, вызываемого постоянными сотрясениями, свойственными всем магматическим очагам. Практическое значение этого обоснования состоит в вероятности нахождения рудных скоплений за пределами первичных горизонтов;

• выявление общей закономерности в размещении месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых, основная суть которой состоит в том, что независимо от возраста и происхождения большинство месторождений находится на площадях, отличающихся слабыми магнитными свойствами, по существу, в немагнитных полях. Объяснены причины этой закономерности и показано, что она позволяет сокращать поисковые площади до 50% и более;

• создание оригинальной концепции образования планет земной группы, рассматривающей их как остатки твёрдых веществ (ядер) преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца. В природе не находится механизмов и условий для самостоятельной (эволюционной) концентрации тяжёлых («земных») элементов из материнского вещества космоса, в котором их менее 1%;

• разработка вопросов образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах, раскрытие причин, условий и закономерностей их возникновения и существования. Показано, что практически все геологические и другие природные процессы непроизвольны («принудительны») по своей сути. «Принудительность» является самой общей и главной причиной возникновения и эволюции веществ и состоит в их преобразовании под воздействием внешних сил и энергий. В земных условиях основным принудительным фактором является вода. Она выполняет определяющую роль при формировании планеты, при проявлении геологических процессов и образовании месторождений полезных ископаемых.

Результаты исследований Александра Петровича опубликованы в более, чем 200 печатных и 100 рукописных работах. Он является соавтором нескольких коллективных книг и автором оригинальной монографии, посвящённой платино-медно-никелевым месторождениям.

Международным биографическим центром (Кембридж, Англия) Александр Петрович Лихачев в 2009 г. был включён в список 100 ведущих учёных Мира, а в 2010 г. был удостоен международной награды имени Эйнштейна за научные достижения.

Поздравляем Александра Петровича Лихачева с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья, долголетия и творческих успехов на благо науки.

> Учёный совет ФГБУ «ЦНИГРИ» Редколлегия журнала

К 85-летию со дня рождения Анатолия Ивановича Кривцова

7 декабря 2018 г. исполнилось 85 лет со дня рождения Анатолия Ивановича Кривцова – доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика РАЕН, вице-президента МАМР, заслуженного деятеля науки РСФСР, первооткрывателя месторождения, Почётного разведчика недр, кавалера ордена Почёта, выдающегося учёного в области отечественной металлогении, прогноза и поисков рудных месторождений, одного из лидеров в разработке системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны.

Анатолий Иванович Кривцов родился в селе Кривцово Яковлевского района Белгородской области. В своей автобиографии он писал: «В 1949 г. после окончания 7 классов поступил в Старооскольский геологоразведочный техникум, который окончил в 1953 г. и был направлен на работу в Чехословакию», где проработал в качестве геолога и главного геолога рудника советского загранпредприятия до 1957 г.

В 1957 г. А.И.Кривцов поступил на геологический факультет Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова. Вот как вспоминает Анатолий Иванович годы учёбы и своего учителя - академика АН СССР В.И.Смирнова, в то время заведующего кафедрой геологии и геохимии полезных ископаемых геологического факультета МГУ: «В 1957 г. впервые в истории советских вузов был организован льготный приём лиц с производственным стажем. В итоге на кафедре возникла группа «полезников», большинство студентов которой, окончив геологоразведочные техникумы, уже поработали в различных геологических организациях и пришли на геологический факультет МГУ с отчётливо сформулированными для себя потребностями в познании геологических наук. В.И.Смирнов проявлял к необычной группе живой интерес. В непринужденных разговорах оценивал эффективность обучения и, как стало ясно позднее, присматривался к студентам, определяя их возможности и перспективы для развития геологии рудных месторождений.

Основной и любимый В.И.Смирновым курс лекций по геологии и генезису рудных месторождений читался уже достаточно подготовленной аудитории. Надо сказать, что группа действительно оказалась необычной. Многие из бывших студентов-«полезников» стали кандидатами наук, а пятеро (из 20) защитили докторские диссертации».

Знакомство Анатолия Ивановича с ЦНИГРИ началось ещё с преддипломной практики, которую он



Фото 1. Анатолий Иванович Кривцов

проходил под научным руководством М.Б.Бородаевской. Тогда же был собран довольно интересный материал по одному из колчеданных месторождений Урала, положивший начало некой фактографической базы для дальнейшей диссертационной работы. В 1962 г. А.И.Кривцов поступил в аспирантуру, а в 1965 г. под руководством академика В.И.Смирнова защитил кандидатскую диссертацию, после чего начал работать в ЦНИГРИ младшим, затем старшим научным сотрудником, заведующим сектором. «Прошли годы... и в 1974 г. я пришёл к В.И.Смирнову с докторской диссертацией, направленность и основные положения которой неоднократно с ним обсуждались. Прочитав расширенный автореферат, Владимир Иванович оценил работу как добротную



Фото 2. Башкирия, в маршруте, 1964

и, как говорится, благословил автора». И в 1975 г. на основе материалов исследований, производившихся в ряде районов Урала, А.И.Кривцов успешно защитил докторскую диссертацию.

Реализация прикладных выводов исследований привела к открытию ряда новых меденосных провинций, а на Урале – нового рудного района, что было отмечено в 1980 г. Государственной премией СССР. К этому времени Анатолий Иванович приобрёл уже широкую известность в геологических кругах. В 1981 г. он был назначен на должность заместителя директора ЦНИГРИ по научной работе. С 1984 по 1991 гг. А.И.Кривцов был членом коллегии Мингео СССР, начальником Управления научно-исследовательских организаций, начальником Отдела научно-технического прогресса. В эти годы Анатолий Иванович осуществлял координацию и организацию научно-исследовательских работ по ряду государственных и отраслевых программ, включая глубинные исследования недр страны и сверхглубокое бурение в рудных районах. Работая в Министерстве геологии СССР, он продолжал плодотворную научноисследовательскую и педагогическую деятельность. Теоретические основы прогноза и поисков рудных месторождений, разработка классификации геологических формаций по их роли в рудогенезе, обобщённые модели рудообразующих процессов и систем, методика их количественного описания - таковы главные проблемы, над которыми работал в то время А.И.Кривцов. По его инициативе созданы прогнозно-поисковые комплексы - оптимизированные технологии геологоразведочных работ, основанные на принципах исследовательского приближения и соответствия, составляющих гносеологическую и технологическую основы геологоразведочного процесса.

В Московском государственном геологоразведочном институте имени Серго Орджоникидзе (в настоящее время МГРИ–РГГРУ) он вёл лекционные курсы по геологии полезных ископаемых и металлогении, как некогда его учитель В.И.Смирнов на уровне общения равных профессионалов, без поправок на возможное незнание студентами каких-либо базовых положений. В 1982 г. А.И.Кривцову присвоено учёное звание профессора.

С 1991 г. А.И.Кривцов – заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Направляя научно-исследовательскую деятельность института, он интенсивно развивал работы по созданию системы моделей рудных месторождений, которые по инициативе Анатолия Ивановича были начаты в отрасли ещё в 1985 г. Под его руководством и при личном участии издана серия «Модели месторождений цветных и благородных металлов» (2002).

Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации под редакцией А.И.Кривцова был удостоен премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2000 г., а за научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минеральносырьевой базы благородных и цветных металлов присуждена премия Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2007 г.



Фото 3. Башкирия, пос. Бурибай, керносклад, 1965; А.И.Кривцов, С.И.Рыбаков – будущий директор Геологического института Карельского филиала АН СССР



Фото 4. Сотрудники ЦНИГРИ – Лауреаты премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники 2000 г. за работу «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации – комплект карт» под ред. А.И.Кривцова

Разработанные А.И.Кривцовым документы широко использовались при подготовке решения Совета Федерации «О национальной минерально-сырьевой безопасности России», постановления Правительства РФ «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». Он неоднократно выступал в качестве эксперта по ряду законодательных актов нижней палаты Федерального собрания Государственной Думы, за что был награждён Почётной грамотой Президента РФ (2010).

Под руководством А.И.Кривцова и при его личном участии созданы стратегические программы развития минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых территории России на период до 2010 г. (2001– 2003), Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2006).

Большое значение А.И.Кривцов придавал совершенствованию концептуальных подходов к металлогеническому анализу. Им выполнены оригинальные исследования по металлогении вулкано-плутонических поясов, контролирующих размещение широкого спектра рудных месторождений, а также по совершенствованию металлогенической терминологической (понятийной) базы. Эти разработки широко используются в научно-прикладных целях.

В последние годы жизни А.И.Кривцовым выполнен ряд крупных исследований в сфере системы управления, использования и воспроизводства минеральносырьевой базы страны. Вместе с учёными института им создан системный мониторинг мировых минеральносырьевых баз, разработаны система показателей и критериев многофакторного анализа мирового и отечественного обеспечения природными ресурсами, концепция национальной минерально-сырьевой безопасности, концепция актуализации стадийности ГРР на твёрдые полезные ископаемые и классификация ресурсов и запасов твёрдых полезных ископаемых.

С 1988 г. и до конца своих дней Анатолий Иванович Кривцов возглавлял легендарный журнал «Советская геология», организованный ещё в 1933 г. по инициативе одного из основателей советской геологической службы Ивана Михайловича Губкина. В разные годы журнал возглавляли именитые академики, профессора, выдающиеся учёные и организаторы науки. С 1992 г. журнал стал выходить в свет под названием «Отечественная геология». Большая заслуга Анатолия Ивановича Кривцова состоит в том, что ему удалось сохранить журнал и его позиции в сложный период перестройки геологоразведочной отрасли.

А.И.Кривцовым подготовлено более 20 кандидатов и докторов наук.

Результаты научных исследований учёного изложены в более чем 400 научных трудах, включая 40 монографий. В их числе: «Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование», 1979; «Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений», 1983; «Медно-порфировые месторождения мира», 1986; «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта», 1987; «Прикладная металлогения», 1989; «Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы», 1993; «Минерально-сырьевая база благородных



Фото 5. Первый номер журнала под руководством А.И.Кривцова

и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия», 1998; «Металлогения андезитоидных вулкано-плутонических поясов», 1997; «Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков», 1998; «Национальная минеральносырьевая безопасность», 2000; «Термины и понятия отечественного недропользования», 2000; Модели месторождений цветных и благородных металлов – «Медно-порфировые месторождения», 2001, «Си-Ni-МПГ месторождения норильского типа», 2001, «Месторождения колчеданного семейства», 2002; «Пространственные металлогенические таксоны», 2002; «Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 гг.», 2003; «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации», 2006; «Минеральносырьевая база начала XXI века. Мир и Россия. Избранные труды 2000–2007 гг.», 2008; «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых», 2010.

Преданность науке, необычайная трудоспособность, широта и глубина познаний будут служить примером для всех, кто знал и работал с Анатолием Ивановичем Кривцовым.

К 90-летию со дня рождения Льва Ивановича Ровнина

Е.В.МИНИНА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт истории естествознания и техники им. С.И.Вавилова Российской академии наук (ИИЕТ РАН); 125315, г. Москва, ул. Балтийская, д.14),

Н.Л.НИКУЛЬШИНА (Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГИРГИ) Минэнерго РФ и РАН; 117312, г. Москва, ул. Вавилова, д. 25, к. 1)

Минина Екатерина Валерьевна Никульшина Наталья Львовна



minina@ihst.ru anmnik@yahoo.com



Фото 1. Лев Иванович Ровнин

Исполнилось 90 лет со дня рождения Льва Ивановича Ровнина – одного из первооткрывателей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, министра геологии РСФСР (1970–1988), доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика РАЕН и МАМР, Заслуженного геолога РСФСР (фото 1). Лев Иванович Ровнин родился 2 ноября 1928 г. в г. Термезе Узбекской ССР (в настоящее время Республика Узбекистан). В 1951 г. он окончил геологический факультет Саратовского государственного университета им. Н.Г.Чернышевского и был направлен на работу в трест «Запсибнефтегеология», где работал коллектором, старшим геологом Ивлевской и Покровской буровых партий. Как вспоминал Лев Иванович: «Постоянно приходилось работать на буровых, в условиях тайги и болот, вдоль труднопроходимых дорог. Обрабатывал поднятый из скважины керн, вёл геолого-техническую документацию, строил профильные геологические разрезы, чертил структурные карты» [2].

В марте 1953 г. Л.И.Ровнин был переведён в недавно созданный трест «Тюменьнефтегеология» на должность начальника геологического отдела. Через два месяца, в возрасте 24 лет, он был назначен главным геологом-заместителем начальника треста. В задачи Льва Ивановича на этом посту, который он занимал в течение 14 лет, входили определение направления нефтегазопоисковых работ, площадей проведения сейсморазведки, обоснование точек бурения опорных скважин. Курируя работы по бурению на Берёзовской площади, Л.И.Ровнин применил метод испытания скважины «открытым забоем», что способствовало открытию 21 сентября 1953 г. первого газового месторождения в Западной Сибири и стало отправной точкой в освоении крупнейшей в мире Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В 1958 г. у пос. Малый Атлым была получена первая тюменская нефть, а в 1960 г. при испытании утверждённой Л.И.Ровниным скважины № 6 у пос. Шаим было открыто первое промышленное месторождение нефти в Западной Сибири.

Верная оценка нефтегазоносности юрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности реализовалась в открытии крупнейшей нефтяной зоны. В дальнейшем здесь были открыты Мегионское, Усть-Балыкское, Мортымьинское и другие месторождения нефти. Летом 1964 г. первые 20 тыс. т тюменской нефти были загружены в танкер и по речному пути доставлены на Омский нефтеперерабатывающий завод. За эти



Фото 2. Диплом Л.И.Ровнина «Первооткрыватель Уренгойского газового месторождения»

достижения в 1963 г. Л.И.Ровнин в числе других работников «Тюменьнефтегеологии» был награждён орденом Ленина, а в 1964 г. удостоен Ленинской премии.

Основываясь на обширных геолого-геофизических данных, анализе условий формирования зон нефтегазонакопления, Л.И.Ровнин одним из первых указал на перспективность в отношении нефти и газа территории Ямало-Ненецкого автономного округа. Он теоретически обосновал наличие здесь крупных и уникальных месторождений газа, приуроченных к песчаникам сеноманского яруса, организовал масштабные поисковые работы. Именно Лев Иванович Ровнин в 1959 г. добился бурения скважины у пос. Тазовское, где впоследствии было обнаружено одно из крупнейших месторождений природного газа, а в 1965 г. стал одним из первооткрывателей Уренгойского газового месторождения (фото 2). За выдающиеся успехи в разведке газовых месторождений севера Тюменской области в 1968 г. Л.И.Ровнину было присвоено звание Героя Социалистического труда, он также был награждён вторым орденом Ленина. Под руководством Льва Ивановича и при его непосредственном участии в Тюменской области открыто более 150 месторождений нефти и газа.

В 1967 г. Л.И.Ровнин был назначен начальником «Главнефтеразведки», членом коллегии Министерства геологии РСФСР. Здесь оказались востребованы глубокие знания и организационный опыт Льва Ивановича, позволившие в короткие сроки открыть крупные месторождения нефти в Коми АССР, газа в Оренбургской, Астраханской, Томской областях и Красноярском крае.

Результаты многолетних геологических работ на территории Западной Сибири Л.И.Ровнин обобщил в научном докладе «Геология, нефтегазоносность и перспективы нефтегазоносности Тюменской области», который он представил для защиты кандидатской диссертации по совокупности опубликованных ранее работ. К этому времени Лев Иванович стал автором и соавтором 30 научных публикаций, посвящённых геологическому строению, стратиграфии, литологии, тектонике региона, определению основных направлений поисковых работ, оценке прогнозных запасов нефти и газа. Им был разработан комплекс критериев для выявления перспективных площадей, сформулированы геологические условия формирования месторождений-гигантов (более 500 млрд. м³ газа и более 500 млн. т нефти). «По данным статистики принято считать, что число крупных месторождений в той или иной нефтегазоносной провинции не превышает 1-2 (Ромашкинское, Газли и др.). Мы же утверждаем, что в северной части Тюменской области таких месторождений будет не менее 20», – доказывал Л.И.Ровнин, и его прогноз получил блестящее подтверждение [3]. Сегодня на территории ЯНАО открыто 16 уникальных по запасам нефтегазоконденсатных и газоконденсатных месторождений [4]. По результатам защиты, решением ВАК СССР в 1968 г. Л.И.Ровнину была присвоена учёная степень доктора геолого-минералогических наук.

В марте 1970 г. Лев Иванович Ровнин был назначен министром геологии РСФСР (фото 3). На этом посту он оставался до 1987 г., когда было принято решение о ликвидации геологических министерств в республиках СССР. Министерство геологии РСФСР выполняло до 75% от всего объёма геолого-поисковых работ в стране. Под руководством Л.И.Ровнина значительно вырос объём поисковых работ, направленных на расширение сырьевой базы добычи золота, серебра, олова в Якутской АССР, Магаданской области, на Чукотке, Камчатке



Фото 3. Лев Иванович Ровнин в своём кабинете в Министерстве геологии РСФСР



Фото 4. Министр геологии РСФСР Л.И.Ровнин, начальник Иркутского геологического управления В.Е.Рябенко и главный геолог «Востсибнефтегазгеология» В.В.Самсонов в штольне месторождения Сухой Лог (Иркутская обл., 1975 г.)

и Сахалине. Л.И.Ровнин принял непосредственное участие и обеспечил открытие и разведку алмазоносной провинции в Архангельской области. В результате поисковых работ, развёрнутых в Прикаспийской низменности, было открыто уникальное Астраханское газоконденсатное месторождение. В нечернозёмной зоне России были разведаны запасы пресных вод, торфа, сырья для производства минеральных удобрений, строительных материалов. Особое внимание уделялось проведению поисково-разведочных работ в 200-километровой зоне вдоль трассы БАМ, в результате которых были открыты месторождения железных руд, бурого угля, золота, олова, серебра.

Безусловно, эти успехи – результат коллективных усилий геологов, геофизиков, буровиков, подкреплённый вдумчивым и ответственным руководством Л.И.Ровнина. По его инициативе был создан ряд новых региональных производственных объединений («Архангельскгеология», «Нижневолжскгеология», «Енисейскнефтегеофизика», «Полярноуралгеология», «Камчатгеология» и др.), проведены масштабные геологоразведочные и научно-исследовательские работы, результаты которых актуальны и сегодня. В эти годы в отраслевой науке была разработана и внедрена методика прогнозирования и геолого-экономической оценки месторождений, значительно увеличившая эффективность геологоразведочных работ. Под руководством Л.И.Ровнина были подготовлены и выпущены геологические, тектонические, структурные и прогнозные карты по различным полезным ископаемым для ряда регионов нашей страны. Деятельность Л.И.Ровнина в министерстве геологии РСФСР была отмечена двумя орденами Трудового Красного Знамени (1971, 1976).

Лев Иванович никогда не был кабинетным руководителем. Работая в Западной Сибири, он постоянно выезжал на буровые, присутствовал при испытании скважин. Министра геологии РСФСР Л.И.Ровнина можно было увидеть на прииске, в шахте, с геологическим молотком в руках (фото 4, 5).

После ухода с поста министра Л.И.Ровнин более 10 лет посвятил изучению и обоснованию перспектив нефтегазоносности российского шельфа. Работая в ЗАО «Росшельф» (1994-2004), Лев Иванович стал одним из разработчиков первой в нашей стране программы нефтегазопоисковых работ на шельфе морей Российской Арктики. Программа включала оценку перспективности 40 структур, выявленных в результате сейсморазведки на шельфе Баренцева, Карского и Печорского морей, а также предусматривала проведение более детальных геолого-геофизических исследований, направленных на изучение тектонической структуры, литолого-стратиграфического строения, геохимического состава и петрофизических свойств осадочных толщ с целью повышения эффективности прогнозирования нефтегазоносности шельфа [1]. Программа, одобренная Указом Президента РФ Б.Н.Ельцина (№ 765 от



Фото 5. Министр геологии РСФСР Л.И.Ровнин во время поездки в Архангельскую обл. (конец 1970-х гг.)

23.05.1996 г.), стала основой для разработки федеральной целевой программы создания высокотехнологичного оборудования для морской добычи нефти и газа. В дальнейшем Л.И.Ровнин неоднократно выступал по этой проблематике на российских и международных конференциях, принимал участие в организации строительства первой отечественной ледостойкой буровой платформы для разработки месторождения Приразломное, занимался вопросами предотвращения аварийных разливов нефти в акваториях арктических морей.

Лев Иванович Ровнин был очень внимателен к людям, старался помочь не только в решении производственных, но и личных проблем. По его инициативе в 1992 г. была создана Общероссийская общественная организация «Ветеран-геологоразведчик», которую он возглавлял до 2004 г. В это трудное для страны время организация, используя огромный профессиональный опыт ветеранов геологической службы, выполняла различные научные проекты, направленные на укрепление минерально-сырьевой базы страны. Полученные средства позволили оказать помощь многим ветеранам.

Лев Иванович всегда активно делился своими знаниями, опытом. Многие известные геологи, выросшие до руководящих должностей, считают себя его учениками. Завершающий этап своей профессиональной деятельности Л.И.Ровнин посвятил подготовке новых кадров для российской геологии. В качестве профессора кафедры освоения морских нефтегазовых месторождений в Российском государственном университете нефти и газа им. И.М.Губкина Л.И.Ровнин читал лекции по геологии морских месторождений нефти и газа, руководил дипломными работами, выступал оппонентом кандидатских и докторских диссертаций. Ещё в сентябре 2004 г. его имя в числе первых пяти имён (В.И.Муравленко, Ф.К.Салманов, Б.Е.Щербина, Ю.Г.Эрвье) появилось на мемориале «Звёзды Югры», посвящённом героям-первопроходцам в Ханты-Мансийске. С геологией связала свою жизнь и семья Л.И.Ровнина. Его супруга Лидия Васильевна Ровнина (1927–2010) была ведущим в стране специалистом в области палинологии, доктором геолого-минералогических наук. В геологии работали и работают дочери и их мужья, а также внуки Льва Ивановича.

Л.И.Ровнин скончался 29 октября 2014 г. Его именем назван сквер в Тюмени, где в ноябре 2018 г. открыт памятник, его имя присвоено геологоразведочному техникуму в Подмосковье, в Москве готовится к открытию мемориальная доска, а в Министерстве природных ресурсов Российской Федерации состоялась выставка «Геология – жизнь моя», посвящённая 90-летию со дня рождения Льва Ивановича Ровнина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Никитин Б.А., Ровнин Л.И. Программа нефтепоисковых и разведочных работ АО «Росшельф» и РАО «ГАЗПРОМ» на шельфе морей Российской Арктики до 2010 года // Минеральные ресурсы России. 1996. № 3. С. 12–17.
- Ровнин Л.И. Геология, нефтегазоносность и перспективы нефтегазоносности Тюменской области. Тюмень, 1967.
- Ровнин Л.И. Рождение гиганта // Геология жизнь моя. Сб. очерков. Вып. 1. – М., 2000. С. 129–174.
- 4. Солодовников А.Ю. Состояние сырьевой базы нефти и газа в Тюменской области // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2015. Т. 1. № 2. С. 50–61.

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2018 году

Киселев Е.А. Поздравление с Днем геолога. № 2. С. 3. 85-летие журнала «Отечественная геология». № 2. С. 4.

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Аксенов С.А. Основные результаты геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые за средства федерального бюджета в 2017 г. и задачи на 2018 г. № 1. С. 3.

Алексеев В. М., Фаррахов Е. Г., Вольфсон И.Ф. Некоторые организационно-правовые аспекты обеспечения охраны и безопасных условий труда. № 2. С. 22.

Иванов А.И., Черных А.И., Вартанян С.С. Состояние, перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы золота в Российской Федерации. № 1. С. 18.

Лаптева А.М. Ситуация на мировом вольфрамовом рынке и возможности российской сырьевой базы вольфрама. № 1. С. 29

Черных А.И., Арсентьева И.В., Брысин М.П. Минеральносырьевая база золота Республики Хакасия – состояние и направления ее освоения. № 2. С. 12.

МИНЕРАГЕНИЯ

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачёв И.Ф., Минина О.В., Авилова О.В., Красносельских А.А., Старостин И.А., Черемисин А.А. Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала. № 4. С. 3.

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золотое оруденение лебединского и куранахского типов в Верхнеамгинском районе (Южная Якутия). № 5 С. 3.

Волков А.В., Сидоров А.А., Галямов А.Л., Чижова И.А. Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса: выводы для прогнозно-металлогенических исследований на Востоке России. № 4. С. 18.

Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В. Геологическое строение, позднеархейский интрузивный магматизм и металлогения Ондозерско-Сегозерской площади (Карелия). № 1. С. 40.

Кузнецов В.В., Брель А.И., Богославец Н.Н., Елишна С.Л., Кузнецова Т.П., Серавина Т.В. Металлогения Приаргунской структурно-формационной зоны. № 2. С. 32.

Минина О.В., Мигачёв И.Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование). № 4. С. 26.

Митрофанов Н.П. Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена. № 6. С. 3.

Скрябин А.И. Реконструкция латеральной зональности типов золотого оруденения в рудно-россыпных узлах Улахан-Сисской зоны (Куларский район). № 5. С. 14.

Филиппов В.П., Краснов А.Н., Иванов Н.М. Основные черты геолого-металлогенической позиции комплексных золотоносных россыпей центральной части Русской платформы и перспективы их освоения. № 6. С. 14.

Шкодзинский В.С. Природа особенностей металлогении древних платформ. № 5. С. 23.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Абрамов Б.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в рудах молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. № 1. С. 55.

Александров В.В., Кучеревский П.Г., Кривко Т.Н. Особенности околорудных метасоматических изменений и вещественного состава нового потенциального золоторудного месторождения на Среднем Урале. № 4. С. 42.

Вилор Н.В., Давыденко Ю.А., Шкиря М.С., Вилор М.А., Бадминов П.С., Будяк А.Е., Паршин А.В. Комплексное применение геолого-геофизических методов при изучении геотермальных ресурсов в Южном Прибайкалье (Восточная Сибирь, Иркутская область). № 1. С. 69.

Вишняков А.К, Вафина М.С, Игнатович О.О. Строение и условия формирования калийных солей западной части Верхнепечорского соленосного бассейна. № 2. С. 70.

Зинчук Н.Н. Особенности структурно-формационного формирования мезозойских алмазоносных отложений. № 3. С. 22.

Конкин В.Д., Донец А.И., <u>Ручкин Г.В.</u> Минералого-геохимические типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. № 4. С. 52.

Конышев В.О. О методике определения близких к истинным содержаниям золота в рудных телах. № 2. С. 44.

Остапенко Н.С., Нерода О.Н. О возрасте, генезисе и перспективах золоторудной минерализации Унья-Бомского золотоносного узла Приамурья. № 4. С. 63.

Посухова Т.В., Соколова М.А. Алмазы и их спутники в алмазоносных отложениях бассейна моря Лаптевых. № 2. С. 59.

Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г., Хромова Е.А. Новый тип редкоземельного оруденения в Западном Забайкалье. № 3. С. 9.

Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Белогорская интрузивно-купольная структура (Нижнее Приамурье): глубинное строение и рудно-магматическая зональность. № 1. С. 61.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Баранов В.В. Нижняя граница девонской системы и некоторые раннелохковские конодонты Северо-Востока Евразии. № 5. С. 81.

Гриненко В.С. Металлотекты раннего–среднего карбона верхоянского терригенного комплекса (Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье). № 5. С. 87.

Гриненко В.С., Баранов В.В. Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг–плинсбах) по брахиоподам. № 1. С. 82.

Изосов Л.А., <u>Чупырин В.И.</u>, Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю. Разломная тектоника Япономорской впадины. № 3 С. 33.

Коковкин А.А. Танлу-Курский и Тастахский разломы в окраинно-континентальной структуре востока Азии: тектоника, сейсмотектоника, взаимодействие с другими разломными системами. № 3 С. 43.

Коковкин А.А., Иванов А.В., Тюленева В.М., Яшков И.А. Тектоника, сейсмотектоника и гидротермальный метасоматоз в новейшей структуре Волжского (Саратовско-Камышинского) правобережья: новые данные. № 6. С. 51. Куприн П.Н., Сорокин В.М. Верхнечетвертичная геология Родосской глубоководной впадины (Восточное Средиземноморье). № 3 С. 55.

Кутыгин Р.В., Макошин В.И., Будников И.В., Перегоедов Л.Г. Биостратиграфия ассельско-сакмарских отложений верховьев р. Соболох-Маян Орулганского хребта. № 5 С. 74.

Соколов А.Г., Савилова Е.Б. Доминирующая роль обновленных на новейшем этапе тектонических нарушений при формировании и размещении зон сосредоточения подземных вод и рассолов. № 2. С. 79.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Белозеров Н.И., Савченко И.Ф., Гиренко И.В. Путь органического вещества континентальных осадков на примере Амуро-Зейского бассейна (Верхнее Приамурье). № 3. С. 78.

Васильева А.Е., Копылова А.Г., Томшин М.Д. Минералогогеохимические критерии сходства траппов северо-восточного склона Анабарской антеклизы. № 5. С. 42.

Ершов В.В., Перстнева Ю.А. Литохимическая характеристика сопочной брекчии грязевых вулканов мира. № 4. С. 72.

Жураев М.Н., Тураев Т.Н., Мухаммадиев Б.У. Геохимические особенности апогранитоидного вольфрамового оруденения (на примере нижнего яруса месторождения Яхтон). № 6. С. 43.

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России). № 5. С. 50.

Опарин Н.А., Олейников О.Б. Хромшпинелиды из трубок Хомпу-Майского кимберлитового поля (Центральная Якутия). № 5. С. 35.

Петроченков Д.А. Коллекционные и ювелирные касситериты; перспективы добычи. № 3. С. 68.

Томиленко А.А., Чепуров А.А., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Туркин А.И., Чепуров А.И. Экспериментальное моделирование минералообразования в процессе преобразования серпентина в присутствии металлического железа и графита при *P*-*T* параметрах верхней мантии. № 6. С. 25.

Трунилина В.А., Роев С.П., Зайцев А.И. Петрология гранитоидов Берендейского рудного поля (Верхояно-Колымская орогенная область). № 5. С. 62.

Угапьева С.С., Павлушин А.Д., Олейников О.Б., Молотков А.Е. Микровключения минеральных фаз в алмазе из россыпи Холомолоох. № 5. С. 30.

Ходня М.С., Игнатов П.А., Лисковая Л.В. Вещественные признаки карбонатных флюидовзрывных образований Накынского алмазоносного поля Якутии. № 6. С. 38.

Шарафутдинова Л.П. К вопросу генетической интерпретации данных гранулометрического анализа песчаных пород батского яруса месторождения Западный Арал (Узбекская часть Северо-Устюртской впадины). № 4. С. 84.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

Ершов В.В. Особенности районирования криолитозоны Печорского артезианского бассейна. № 3. С. 85.

Легостаева Я.Б., Попов В.Ф., Ксенофонтова М.И. Гидрогеологические условия и геоэкологическая ситуация на территории подземных техногенных хранилищ при утилизации дренажных рассолов Удачнинского горно-обогатительного комбината. № 5. С. 93.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Рященко Т.Г., Акулова В.В. Инженерно-геологические изыскания: «метод контрольной скважины». № 1. С. 87.

дискуссии

Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазоносности и минерагеническому районированию платформ. № 4. С. 90.

Лихачёв А.П. Непроизвольная сущность геологических и других природных процессов и определяющая роль воды в их проявлении. № 6. С. 67.

ИНФОРМАЦИЯ

Итоги VIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». № 3. С. 3.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

50-летие Игоря Геннадьевича Спиридонова. № 3. С. 91. 80-летие Валентина Алексеевича Чантурия. № 5. С. 103.

80-летие Игоря Фёдоровича Мигачёва. № 3. С. 89.

80-летие Леонида Петровича Неменко. № 2. С. 87.

85-летие Александра Петровича Лихачева. № 6. С. 77.

К 85-летию со дня рождения Анатолия Ивановича Кривцова. № 6. С. 79.

Минина Е.В., Никульшина Н.Л. К 90-летию со дня рождения Льва Ивановича Ровнина. № 6. С.

К 100-летию со дня рождения Аркадия Сергеевича Каширцева. № 5. С. 105.

К 100-летию со дня рождения Петра Филипповича Иванкина. № 4. С. 104.

Памяти Валерия Александровича Нарсеева. № 1. С. 94.