

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

## 6/2011

*Учредители:*

Министерство природных ресурсов и  
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),  
*В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,*  
*Н.В.Милетенко* (зам. главного редактора),  
*А.Ю.Розанов, В.И.Старостин*

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*  
*(председатель редсовета), А.И.Варламов,*  
*Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,*  
*А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,*  
*В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,*  
*И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

*Попов Б.И., Семенов В.П., Скрыбин Р.М., Фридовский В.Ю.*

К 55-летию высшего геологического образования в Республике Саха (Якутия) . . . . . 3

## РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Мельцер М.Л.*

Генетические модели золотого оруденения Верхоянья . . . . . 8

*Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.*

Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье) . . . . . 13

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

*Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Егшин А.А., Дьяконова В.А.*

Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба . . . . . 21

*Третьяков М.Ф.*

Зоны сокращенной мощности земной коры на территории сейсмического пояса Черского . . . . . 27

## ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

*Поморцев О.А., Попов В.Ф., Рожин С.С.*

Землетрясения: ритмические основы долгосрочного прогноза (на примере Якутии) . . . . . 33

## ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

*Кулагина Л.А., Фарбер М.Р.*

Особенности литологического состава, физико-механических и петрохимических показателей пород терригенного комплекса Южно-Верхоянского синклиория . . . . . 39

*Шепелева Я.П., Колодезников И.И.*

Происхождение раннеюрских вулканитов Верхоянско-Колымской орогенной области. . . . . 44

*Полуфунтикова Л.И., Граханов С.А., Олейников О.Б., Смелов А.П., Егоров К.Н.*

Природа крупнообломочного материала алмазонасного базального горизонта карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы по геохимическим данным. . . . . 52

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Шепелев В.В., Чжан Т.Р.*

Особенности гидрогеологических условий урбанизированных территорий криолитозоны и основные проблемы борьбы с их подтоплением (на примере г.Якутск) . . . . . 58

*Дроздов А.В., Попов В.Ф., Поморцев О.А.*

Удаление высокоминерализованных вод алмазодобывающих предприятий в многолетнемерзлые породы криолитозоны (на примере Удачинского горнообогатительного комбината) . . . . . 64

*Иудин М.М.*

Напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород. . . . . 72

*Скрыбин Р.М., Тимофеев Н.Г.*

Технология и техника вращательного бурения скважин большого диаметра в многолетнемерзлых породах . . . . . 77

## ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

*Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Адаров Т.Д.*

Геофизические поля и глубинное строение Южного Верхоянья . . . . . 82

*Берзин С.А., Берзин А.Г.*

Модели циклического строения отложений венда—кембрия месторождений Непско-Пеледуйского свода по данным каротажа скважин (Сибирская платформа) . . . . . 87

*Ним Ю.А.*

Аппроксимационная математическая модель импульсного электромагнитного поля нефтегазового коллектора при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем. . . . . 97

К 100-летию со дня рождения Марии Борисовны Бородаевской . . . . . 106

70-летие Александра Александровича Кременецкого 108

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2011 г. . . . . 110

Порядок оформления . . . . . 112

Редакция: *Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско*  
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 24.11.2011. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.  
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1  
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru)  
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

## К 55-летию высшего геологического образования в Республике Саха (Якутия)

Б.И.ПОПОВ, В.П.СЕМЕНОВ, Р.М.СКРЯБИН, В.Ю.ФРИДОВСКИЙ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Попов Борис Иннокеньевич  
Семенов Владимир Павлович  
Скрябин Рево Миронович  
Фридовский Валерий Юрьевич, fridovsky@ysu.ru

### Fifty-five years of higher geological education in Sakha-Yakutia

B.I.POPOV, V.P.SEMENOV, R.M.SKRYABIN, V.Yu.FRIDOVSKY

В 50-е годы XX в. определились новые грандиозные задачи индустриального развития Якутской АССР. Уже «закурились» первенцы — алмазоносные трубки Зарница, Удачная и Мир, ярко вспыхнул газовый фонтан Усть-Вилюя, золотой новинкой засверкал рудный Куранах, на востоке раскрылись новые оловоносные районы, а на огромных пространствах, тящих богатства недр, еще осталось много «белых пятен» — неизученных, неосвоенных площадей. Именно в эти 1950-е годы остро ощутилась потребность в местных горно-геологических кадрах и в 1956 г. на открытый (одновременно с образованием Якутского государственного университета) инженерно-технический факультет были приняты первые 50 студентов на специальность «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Необходимость подготовки технической интеллигенции из числа местной молодежи — один из решающих аргументов, позволивших обосновать создание в 1956 г. Якутского государственного университета на базе педагогического института [1, 2].

Был нелегкий период становления, роста и мужания научно-педагогического коллектива первых геологических кафедр, ориентированных на выполнение главного государственного заказа — подготовку высококвалифицированных специалистов инженеров-геологов в республике. За короткий срок, несмотря на небольшой штат на открытых в 1957 г. кафедрах «Минералогия и петрография» и «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», сформировался творческий коллектив энтузиастов. В их числе были зрелые ученые с опытом вузовской работы в ведущих вузах страны, кандидаты геолого-минералогических наук, доценты З.В.Турובה, К.А.Баранов с Украины, В.Н.Яковлев с Дальнего Востока, С.М.Смирнов и А.И.Перельгина из Москвы, Л.П.Пирожников из Ленинграда. Активно включились в работу молодые специалисты — ассистенты А.Н.Васильев, В.П.Семенов, Р.М.Скрябин, Г.М.Кириленко, С.Д.Дмитриев и их верные помощники-лаборанты Г.Н.Дмитриев, А.А.Небольсин, Л.А.Смирнова и Д.И.Рудых.

С первых лет к обучению студентов широко привлекались ученые Института геологии Якутского филиала Сибирского отделения (ЯФ СО) АН СССР, созданного в 1957 г., ведущие специалисты горно-геологических организаций и предприятий республики. Теоретический цикл по «Общей геологии» увлекательно вел известный вулканолог, д-р геол.-минер. наук А.А.Меняйлов, по «Структурной геологии» — талантливый исследователь Верхоянья, канд. геол.-минер. наук А.В.Вихерт (в дальнейшем профессор МГУ им.М.В.Ломоносова). На лекциях по актуальным проблемам геологии Якутии выступали д-р геол.-минер. наук Н.С.Рожков (первый председатель Президиума ЯФ СО АН СССР), д-р техн. наук Н.В.Черский (позже академик РАН, председатель президиума ЯФ СО АН СССР), лауреаты Государственных премий СССР Б.Л.Флеров и Б.С.Русанов, первые руководители геологической службы республики И.А.Кобеляцкий, И.С.Бредихин и И.Д.Ворона.

Весной 1961 г. председатель государственной экзаменационной комиссии геологического отделения инженерно-технического факультета якутского государственного университета (ЯГУ), начальник Якутского территориального геологического управления (ЯТГУ) И.А.Кобеляцкий торжественно оглашает результаты успешной защиты дипломных проектов группой РМ-56. Более сорока студентов первого набора получили высшую профессиональную квалификацию горного инженера-геолога. Прошли годы, и все они с честью оправдали надежды своих учителей — пионеров высшего геологического образования в Якутии.

В 1960-е годы в учебном процессе и научной работе возрастает определяющая роль выпускающей кафедры поисков и разведки месторождений полезных ископаемых (зав. кафедрой доцент С.М.Смирнов, 1957—1966 гг. и К.К.Левашов, 1967—1974 гг.). Успешно окончили аспирантуру и вернулись в университет канд. техн. наук Р.М.Скрябин и первый канд. геол.-минер. наук из воспитанников факультета Н.М.Саввинов. На кафедру пришли опытные геологи-производственники канд. геол.-минер. наук

К.К.Левашов, С.И.Гавриков и молодые специалисты А.Ф.Кытахов, В.М.Келин, И.И.Колодезников, И.П.Винокуров, Б.Н.Туласынов. В научной тематике кафедры успешно развивается основное направление — геология и металлогения золота. В 1966 г. была составлена и защищена металлогеническая карта золоторудных месторождений Якутии, дана их прогнозная оценка. Ее исполнители С.М.Смирнов, А.И.Перельгина, А.Ф.Кытахов и другие были удостоены Почетной грамоты Президиума Верховного Совета Республики.

Много труда вложили в дальнейшее развитие кафедры заведующие последующих лет доценты О.В.Плышевский, Н.М.Саввинов, И.А.Томтосов, М.Л.Мельцер, М.Р.Фарбер. В настоящее время заведует кафедрой профессор В.Ю.Фридовский.

Расширился и укрепился кадровый состав кафедры минералогии и петрографии, на которой плодотворно начали работать канд. геол.-минер. наук, доценты А.С.Каширцев, В.И.Коростелев, Н.Г.Пашкевич, В.П.Семенов, С.Д.Дмитриев, а также недавние выпускники МГУ им.М.В.Ломоносова Д.Н.Павлушин и В.Д.Павлов.

Многое сделал в становлении геологического отделения А.С.Каширцев, возглавлявший кафедру в 1961—1975 гг. По его инициативе был создан Нижнеленский учебно-геологический полигон, представляющий собой уникальную природную лабораторию, где на протяжении более 30 лет в течение короткого полярного лета проходили практику будущие геологи. Под его руководством студентами-практикантами была собрана богатейшая коллекция палеозойской фауны, в т.ч. новые виды амmonoидей. Значительным событием явилось открытие в 1972 г. минералогического музея. Его организаторами были доценты А.С.Каширцев и В.А.Павлова — наша выпускница — многие годы верная хранительница музея. Активное участие в его комплектовании и оформлении принимали А.М. и Д.Н.Павлушины. Музей проводил и проводит в настоящее время большую научно-популярную работу. Вот лишь одна из многих записей в книге почетных посетителей и гостей музея: «Всю жизнь имею дело с камнем и всегда завидую хорошему «каменщику» — собирателю чудес подземного мира: рад, что видел эти богатства Якутии, что познакомился с этим великолепным учебным музеем, с его энтузиастами» (академик А.П.Окладников, 23.12.74 г.).

В учебный полевой сезон 1960 г. группой студентов (РМ-59) в четвертичных отложениях р.Лена были обнаружены скелетные останки «чекуровского мамонта» — экземпляр редкий по своей сохранности. В раскопках, доставке и монтаже скелета под руководством доцента В.Н.Яковлева участвовало 17 студентов группы РМ-59. В настоящее время музей под руководством Б.Н.Туласынова и Е.П.Охлопковой значительно расширяет свои экспозиции. В 1994 г. му-

зей пополнился уникальной коллекцией кимберлитовых пород Якутии — подарок старейшего геолога Д.И.Саврасова, сотрудника Комдрагмета и алмазно-го центра Республики Саха (Якутия).

В 1978 г. организована кафедра «Мерзлотоведения» и начата подготовка инженеров по специальности гидрогеология и инженерная геология. Первым заведующим кафедрой был доцент И.Г.Артеменко (1978—1983 гг.), впоследствии заведовали кафедрой доцент В.В.Шепелев (1983—1987, 1989—1991 гг.), профессор О.Н.Толстихин (1987—1989 гг.), доцент В.Н.Грачев (1991—1995 гг.). С 1995 г. по 2009 г. заведующим кафедрой был д-р геол.-минер. наук, профессор М.Н.Железняк, под руководством которого значительно омолодился состав кафедры, появились новые направления научных исследований, открылись новые специализации. В настоящее время заведует кафедрой доцент В.Ф.Попов.

В 1979 г. профессор В.И.Коростелев организовал кафедру «Геология и тектоника», которая многие годы курировала главные общегеологические курсы (общая геология, историческая геология, структурная геология, геотектоника, геология СССР и др.). В составе кафедры работали опытные производственники и видные ученые: профессор Н.Г.Пашкевич, доцент Ф.И.Цхурбаев, д-р геол.-минер. наук Ю.Л.Сластенов. Этой кафедрой был создан Томпонский учебный полигон, расположенный в отрогах хр.Сунтар-Хаята, обустроенный руками студентов и преподавателей, под руководством профессора В.И.Коростелева при активном участии В.Р.Филиппова, Л.А.Кулагиной, В.П.Семенова, В.А.Наумова, И.А.Томтосова, Б.И.Попова, В.И.Жижина, А.В.Сухомесовой, С.Я.Федоровой, И.А.Суплецовой, С.В.Коростелева, В.В.Коростелева, Ю.Н.Бикбаева, полигон превратился в стационарную базу полевой практической подготовки студентов в условиях, близко моделирующих реальное производство поисково-съёмочных работ.

В 1981 г. открыта кафедра «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» под руководством профессора В.С.Якупова. Открытию кафедры геофизики предшествовала организация в 1978 г. канд. геол.-минер. наук Г.И.Штехом проблемной научно-исследовательской лаборатории (ПНИЛ-2) комплексных геофизических методов поисков предвестников землетрясений, оснащенной современной аппаратурой и вычислительной техникой. Впоследствии заведовал кафедрой опытный организатор доцент И.П.Новиков (1986—1994 гг.). В работу кафедры большой вклад внесли крупные специалисты производства и видные ученые доцент, канд. геол.-минер. наук А.В.Бубнов, профессор, д-р геол.-минер. наук А.Г.Берзин, доцент, канд. геол.-минер. наук А.М.Шарова. Под руководством заведующего кафедрой доцента, канд. геол.-минер. наук В.Ф.Уарова (1994—1997 гг.), профессора В.Ю.Фридовского (1998—2003 гг.), профес-



сора Ю.А.Ним (2003—2008 гг.) кафедра значительно компьютеризировала учебный процесс. В настоящее время кафедрой заведует доцент Е.Э.Соловьев.

В 1984 г. организовалась кафедра «Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых», первым заведующим кафедрой был академик Н.В.Черский, впоследствии заведовали кафедрой профессор Р.М.Скрябин, доцент И.Н.Антипин, профессор А.В.Самохин. На базе этой кафедры в 1989 г. была начата подготовка инженеров по новой специальности 080700 — «Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых».

Памятен 1983 г., когда геологическое отделение было преобразовано в геологический факультет, переименованный впоследствии (1987 г.) в геологоразведочный, который впервые получил статус самостоятельного структурного подразделения университета, а его первым деканом был избран Р.М.Скрябин. Профессор, заслуженный геолог Республики Саха (Якутия) Р.М.Скрябин, декан инженерно-технического факультета в 1966—1970, 1976—1979 гг., декан геологоразведочного факультета в 1983—1992 гг., несомненно, является одним из первых организаторов инженерного образования в Республике Саха (Якутия). Под его руководством инженерно-технический, а затем геологоразведочный факультеты прошли путь интенсивного развития. В 1992 г. деканом геологоразведочного факультета избирается д-р геол.-минер. наук, профессор И.И.Колодезников. Под руководством И.И.Колодезникова начата структурная перестройка. На геологоразведочный факультет из инженерно-технического факультета переводится горное отделение, факультет переходит на многоуровневую систему образования. Начата интенсивная подготовка преподавательских кадров и компьютеризация учебного процесса.

В эти годы на факультет пришли работать опытные производственники и ученые, такие как, профессора В.М.Никитин, В.С.Имаев. В 1993 и 1998 годах факультет успешно проходит государственную аттестацию.

В 1998 г. организована кафедра «Региональная геология и геоинформатика» под руководством профессора В.И.Жижина. Кафедра специализируется на обучении студентов геологического отделения новым технологиям сбора и обработки геологической информации, активно работает по подготовке специалистов по компьютерной обработке геологических данных.

Кафедрами геологоразведочного факультета активно привлекаются к преподаванию различных предметов крупные ученые и производственники. В разное время к чтению лекций привлекались ведущие ученые и практики Республики Саха (Якутия): Г.Н.Гамянин, В.П.Смелов, В.А.Ян-жин-шин, П.Р.Шишигин, Г.Г.Наумов, С.П.Васильев, В.С.Оксман и др.

В 1994 г. три геологические кафедры объединяются в одну крупную кафедру «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», которой за-

ведует профессор И.И. Колодезников. На кафедре в последние годы расширен перечень специализаций. Много лет руководят дипломным проектированием, учебной и производственной практиками профессора В.М.Никитин, М.Л.Мельцер, доценты М.Р.Фарбер, Б.И.Попов, Н.Н.Иванов, А.Г.Павлов, К.К.Стручков, В.Р.Филиппов, Л.А.Кулагина, В.П.Семенов, В.Ю.Ивенсен, П.С.Дмитриев, Л.Г.Сандакова.

По инициативе и усилиями заведующего кафедрой технологии и техники разведки месторождений полезных ископаемых профессора Р.М.Скрябина, доцента Э.Р.Туги, учитывая перспективы развития нефтегазовой отрасли Республики Саха (Якутия), в связи со строительством магистрального нефтепровода «Восточная Сибирь—Тихий океан» и реализацией Восточной газовой программы Российской Федерации начата подготовка специалистов нефтегазового профиля: с 2003 г. — специализация по бурению нефтяных и газовых скважин, а в 2008 г. открыто новое направление 131000.62 — Нефтегазовое дело. В 2011 г. создана новая кафедра нефтегазового дела.

На факультете активизируется многоплановая учебно-методическая работа по совершенствованию учебных планов, рабочих программ по дисциплинам, их методического обеспечения в направлении деидеологизации, гуманитаризации, отражения в них региональных особенностей Якутии; усиливается научно-фундаментальная, отраслевая экономическая, экологическая подготовка студентов.

Показателем преимущества и эффективности университетского геологического образования с его глубинным проникновением в сущность фундаментальных и специальных наук, широтой их охвата и практической значимостью являются немалые успехи и достижения наших учеников — горных инженеров-геологов, геофизиков, гидрогеологов, технологов. Более 100 выпускников геологоразведочного факультета имеют ученые степени и звания, в т.ч. члены-корреспонденты РАН В.А.Каширцев, А.Ф.Сафронов и 20 докторов наук. Среди наших питомцев есть лауреаты государственных премий (Д.Ядреев, Х.Еремеев), первооткрыватели месторождений полезных ископаемых (К.Гурьев, К.Колодезников, В.Прокопьев, Е.Пестерев, Н.Горохов и др.), передовики производства: кавалеры орденов и медалей нашей Родины, изобретатели и рационализаторы, заслуженные геологи России и Республики Саха (Якутия), крупные руководящие работники науки, горно-геологической отрасли и ее новых крупных коммерческих структур, члены правительства. Всего со дня основания высшего геологического образования в Якутии подготовлено около 3000 инженеров, которые внесли заметный вклад в социально-экономическое развитие республики.

Значителен вклад кафедр факультета в геологическую науку и практику [3, 4]. Первые научные исследования по геологии связаны с петрографическим изучением сложных субэффузивных массивов Южного

Верхоянья, анализом металлогении золота Центрального Алдана. В 60—70-х годах XX века была разработана металлогеническая карта золоторудных месторождений региона, выполнены био- и литостратиграфическое описание типичных разрезов верхнего палеозоя Северного Верхоянья, обобщены материалы по стратиграфии триасовых отложений Южного Верхоянья, проведено палинологическое изучение серии опорных разрезов палеозоя Вилуйской синеклизы и другие исследования (С.И.Смирнов, А.И.Перельгин, А.Р.Кытахов, А.С.Каширцев, Н.Г.Пашкевич, В.И.Коростелев). Был изучен допалеозойский магматизм восточного обрамления Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы. К середине 1970-х годов К.К.Левашов впервые обосновал, что рифтогенез был ведущим процессом в среднепалеозойской геологической истории северо-востока Азиатского континента.

С середины 1970-х годов начинает развиваться направление по изучению структурных условий размещения (доценты Л.А.Кулагина, И.А.Томтосов, М.Р.Фарбер, профессор В.Ю.Фридовский). Одновременно проводились исследования металлогении (доцент Н.М.Саввинов), вещественного состава и формационной принадлежности золоторудных месторождений (профессор М.Л.Мельцер), рудоконтролирующей роли осадочных комплексов (доцент А.Г.Павлов). В 1999 г. по инициативе В.Ю.Фридовского создается учебно-научная лаборатория геодинамики и минерагении. Сотрудники лаборатории выполняют структурный анализ сложнодислоцированных комплексов и рудных месторождений Восточной Якутии, исследуют закономерности размещения и строения месторождений полезных ископаемых. Профессором В.Ю.Фридовским выделены основные структурные типы коллизионных месторождений золота, раскрыты тектонофизические условия и механизмы их формирования, с современных геодинамических позиций выполнено металлогеническое районирование Северо-Востока Якутии. Ряд результатов исследований опубликован Министерством природных ресурсов Российской Федерации и межрегиональным центром по геологической картографии (ГЕОКАРТ) в руководстве по металлогеническому анализу на геодинамической основе при геологическом картировании. Практическое значение выполненных исследований заключается в разработке критериев и рекомендаций по поиску стратегически важных видов полезных ископаемых. В последние годы развиваются новые направления изучения месторождений — структурно-геофизическое (доцент Е.Э.Соловьев) и микротектоническое (доцент Л.И.Полуфунтикова). Научный коллектив лаборатории активно участвует в конкурсах программ и грантов. Исследования получили поддержку научной программы Министерства образования Российской Федерации (НТП МО РФ) «Научные исследования по приоритетным направлениям науки и техники»,

проект «Структурно-геодинамические реконструкции, режимы промышленного рудообразования и прогнозно-поисковые модели месторождений благородных металлов Северо-Востока Азии» (2003—2004 гг.); государственный заказ Республики Саха (Якутия) на научно-исследовательские работы (ГЗ РС (Я) на НИР), проекты «Изучение структурно-геофизических критериев размещения золотого оруденения рудно-россыпных узлов Северо-Восточной Якутии с целью разработки научно-практических рекомендаций проведения поисковых и оценочных работ» (2006—2008 гг.) и «Научное обоснование перспектив золотоносности инвестиционно-привлекательных объектов западной части Ольчанско-Нерской минерагенической зоны» (2008—2010 гг.); Аналитической ведомственной целевой программы министерства образования и науки Российской Федерации (МО и НРФ), проект «Структурная эволюция рудоносных зон мезозойских коллизионно-аккреционных поясов: макро-, мезо- и микроуровни» (2009—2010 гг.).

В 2008 г. совместно с Институтом геологии алмаза и благородных металлов СО РАН открыт научно-образовательный центр «Минерально-сырьевые ресурсы и технологии их оценки». Деятельность центра получила поддержку по Аналитической ведомственной целевой программе Федерального агентства по образованию Российской Федерации (проект «Развитие интегрированного научно-образовательного центра «Минерально-сырьевые ресурсы и технологии их оценки» 2009—2010 гг.).

В области региональной геологии необходимо отметить исследования, выполненные под руководством профессора И.И.Колодезникова. Им реконструирована стадийность развития среднепалеозойской рифтовой системы, научно обоснованы перспективы коренной алмазоносности юго-востока Сибирской платформы и Сетте-Дабана. В настоящее время изучаются различные аспекты геологического строения и металлогении территории Якутии, проводятся работы по внедрению и широкому использованию ГИС-технологий в деятельности научных и производственных предприятий республики (профессора И.И.Колодезников, В.И.Жижин).

Получили развитие исследования в области совершенствования геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, анализа геологической среды по следующим направлениям: моделирование импульсных электромагнитных полей с целью теоретического обеспечения и разработки новых технологий поиска и разведки месторождений полезных ископаемых и геоэкологических исследований природной среды криолитозоны (профессор Ю.А.Ним); изучение особенностей скопления углеводородов на нефтегазоносных территориях Якутии по данным геолого-геофизических исследований (профессор А.Г.Берзин), анализ строения и мониторинг природных и техногенных объектов комплексом гео-

физических методов (доцент Е.Э.Соловьев). По результатам научных исследований выделены возможно перспективные площади Непско-Пеледуйского свода с подфундаментным бассейном углеводородного сырья (профессор А.Г.Берзин), впервые физико-математическим моделированием рассмотрена технология профилирования методом переходных процессов при геокартировании крутопадающих тел с комплексными и диспергирующими электрофизическими свойствами (профессор Ю.А.Ним), установлены геофизические критерии регионального и локального прогноза оруденения рудно-россыпных объектов (доцент Е.Э.Соловьев). Ряд исследований проводится по заказам предприятий, в частности, проекты «Геофизические исследования скважин на объектах Булкурский, Оленёкский и Эякитский», «Комплексные геофизические исследования на острове Сардах», «Магнитная съемка 1:2000 масштаба площадью 0,5 км<sup>2</sup> на участке Биллях» выполнены в интересах ОАО «Нижне-Ленское». В рамках Аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы» (2006—2008 гг.) выполнен проект: «Исследование процессов становления электромагнитного поля в сложных геологических условиях».

Профессор Р.М.Скрябин, доцент М.М.Иудин изучают особенности бурения скважин, разрабатывают теоретические основы и практические рекомендации по совершенствованию твердосплавного и алмазного бурения, проводят исследования в области совершенствования технологии проведения горно-разведочных выработок и методологии проектирования крепления выработок в условиях криолитозоны. Выполняются хозяйственные научно-исследовательские работы по заказам ОАО «Алмазы Анабара», ОАО «Нижне-Ленское» по совершенствованию технологии проходки разведочных шурфов, по внедрению бурения скважин большого диаметра для частичного сокращения объемов малопроизводительных и дорогостоящих шурфопроходческих работ на разведке россыпных месторождений алмазов.

В кооперации с Институтом мерзлотоведения СО РАН исследованы гидрогеологические особенности зоны криолитогеоза, проводятся инженерно-мерзлотоведческие изыскания в г.Якутск. В процессе геотермических исследований изучено геотемпературное поле и криолитозона юго-восточной части Сибирской платформы. В результате исследования составлена карта внутриземного теплового потока для геоблоков Алданского щита (профессор М.Н.Железняк).

Получает развитие деятельность, связанная с участием в конкурсах программ и грантов. Проекты научных коллективов факультета поддержаны по программам министерства образования Российской Федерации (МО РФ) «Университеты России», «Государственная поддержка региональной научно-технической политики высшей школы и развитие ее научного потенциала», «Федерально-региональная

политика в науке и образовании», Федеральной целевой программы (ФЦП) «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки», научно-технической программы министерства образования Российской Федерации (НТП МО РФ) «Научные исследования по приоритетным направлениям науки и техники», Аналитической ведомственной научной программы «Развитие научного потенциала высшей школы», грантам РФФИ, государственному заказу Республики Саха (Якутия).

В настоящее время, возглавляемый выпускником, доцентом Б.И.Поповым, геологоразведочный факультет имеет шесть кафедр, на которых ведется подготовка инженерных кадров по пяти специальностям:

Направление 130300 — Прикладная геология.

130301 — Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.

130302 — Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания.

Направление 130200 — Технология геологической разведки.

130201 — Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

130203 — Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых.

Направление 130500 — Нефтегазовое дело.

Геологоразведочный факультет Северо-Восточного федерального университета им.М.К.Аммосова имеет славную историю, большую армию благодарных учеников и, как прежде, вызывает большой интерес у подрастающего поколения молодежи республики.

Дальнейшее совершенствование геологоразведочного факультета связано с перспективами развития приоритетных отраслей экономики республики: алмазно-бриллиантового комплекса, нефтегазовой и золотодобывающей отраслей. Поэтому в Программе развития Северо-Восточного федерального университета большое внимание обращено на геологоразведочный факультет.

Коллектив факультета настроен на преумножение добрых традиций, на достижение новых рубежей развития высшего геологического образования в Якутии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попов Б.И. Геологоразведочный факультет // Горно-геологический институт (50 лет горно-геологического, 10 лет энергетического образования). — Якутск, 2006. С. 33—62.
2. Колодезников И.И., Попов Б.И., Семенов В.П., Скрябин Р.М. Высшее геологическое образование в Республике Саха (Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 6—8.
3. Фридовский В.Ю., Кузьмина Р.А. Наука университета к 70-летию высшей школы: естественные и технические исследования // Вест. ЯГУ. 2005. Т. 2. № 2. С. 3—17.
4. Фридовский В.Ю., Кузьмина Р.А. Вклад вузовского сектора науки в интеллектуальное обеспечение ускоренного развития региона // Вест. ЯГУ. 2010. Т. 7. № 1. С. 5—15.



## Генетические модели золотого оруденения Верхоянья

М.Л.МЕЛЬЦЕР (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Составлены генетические модели золотого оруденения Яно-Индигирской складчатой зоны исходя из особенностей формирования ее в периоды образования золоторудных месторождений. Показано четыре генетических модели месторождений золота, соответствующие четырем промышленным золоторудным формациям региона.

*Ключевые слова:* рудная формация, золоторудные месторождения, рудные минералы, геохимическая специализация.

Мельцер Михаил Леонидович, melcer2001@mail.ru

## Genetic models of golden mineralization in Verkhoyanie

M.L.MELTSER

Genetic models of golden mineralization in Yanj-Indigirskiy infolded zone were done according to the peculiarities of this infolded zone during the formation periods of golden mineralization. In our work we show four genetic models of golden mineralization in four industrial formations of gold and ore in regions.

*Key words:* ore formation, gold deposits, mineral composition of ores, geochemical features.

Яно-Индигирская складчатая зона находится в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области и представляет собой вытянутую в меридиональном направлении широкую S-образную складчатую дугу, располагающуюся между восточным обрамлением Сибирской платформы и находящимися восточнее террейнами. Область выполнена мощными вулканогенно-терригенными толщами верхоянского комплекса, состоящего из отложений карбона, перми, триаса и юры. Эта складчатая дуга окружена системами краевых поднятий, сложенных более древними терригенно-карбонатными породами рифея, нижнего и среднего палеозоя.

Известные месторождения золота Верхоянья (Яно-Индигирская складчатая зона) разделены на четыре разновозрастные золоторудные формации: метаморфогенно-гидротермальную золотокварцевую (зона напряженной складчатости), магматогенно-гидротермальную золотокварцевую, метаморфогенно-гидротермальную золотоантимонитовую и магматогенно-гидротермальную золоторедкометалльную [2].

Генетические особенности разновозрастного золотого оруденения являются следствием последовательного проявления отдельных геологических процессов на разных коллизионных этапах формирования складчатой зоны. Рассмотрим общую последовательность рудообразующих процессов Верхоянья, показанную на рис. 1.

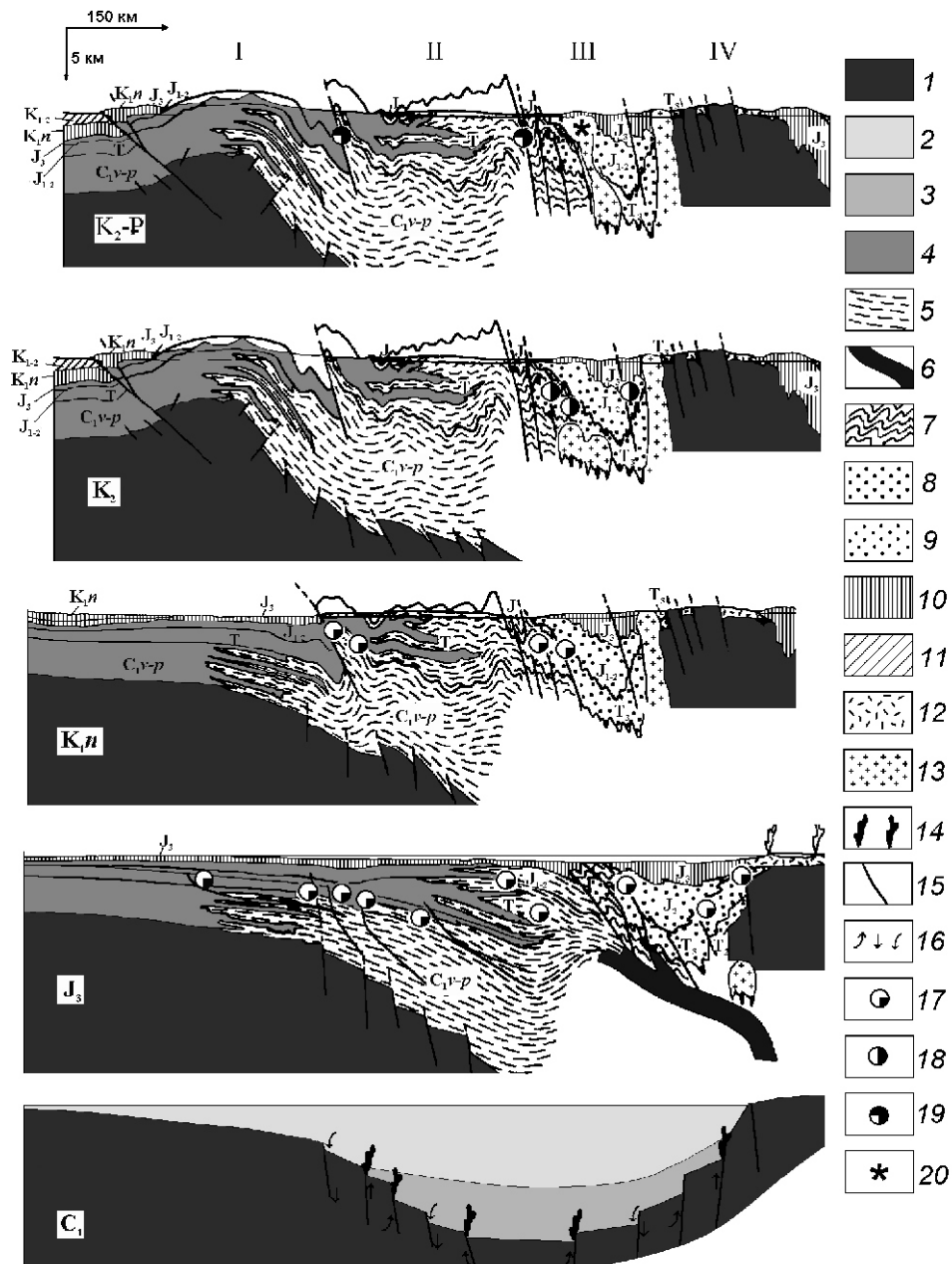
В начальные этапы развития складчатой зоны и ее обрамления, связанные с накоплением и литификацией карбонатно-терригенных толщ ( $R_3-C_1$ ) и мощной толщи вулканогенно-терригенных отложений верхоянского комплекса ( $C_2-K_2$ ), основная роль гидротермального процесса заключалась в пространственном перераспределении микроэлементов осадочных толщ. Обогащение толщ рудными компонентами происходило сначала под действием гидротермальных вод вулканогенного происхождения, а затем в результате действия захороненных морских вод и хлоридных рассолов метаморфогенного происхождения.

В целом геотермический режим бассейна определял ход и интенсивность литогенетических процессов, включающих дефлюидизацию. В той части осадочного разреза, которая соответствует средним грациям катагенеза, флюиды представлены водными компонентами, в нижней — водно-углекислыми, рудными. Под действием температуры, возрастающей с глубиной, флюиды разогреваются, и внутрипластовое давление аномально увеличивается. Это приводит к тому, что периодически разогретые флюиды прорываются в более высокие части осадочного разреза. Мигрирующие вверх флюиды являются мощными тепломассоносителями. Они инициируют конвективный механизм весьма значительного дополнительного прогрева вышележащих осадочных толщ, тем самым резко ускоряя их катагенетическое преобразование. Здесь проявляется действие двух ве-

щественно-энергетических потоков. Один связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород, а другой — с подъемом конвективного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из нижних частей бассейна к его поверхности.

В период формирования завершающей складчатости в позднеюрское—раннемеловое время на этапе

коллизии континентального блока и островной дуги относительная целостность верхней части осадочной оболочки была нарушена. Вдоль древних зон повышенной тектономагматической активности сформировались мощные и протяженные зоны региональных разломов. Заложение и развитие зон разломов привело к быстрому снижению литостатического и



**Рис. 1. Схема общей последовательности формирования месторождений золота Яно-Инди́гирской складчатой зоны:**

1 — блоки континентальной коры различного состава и возраста; 2 — морской бассейн; 3 — нелитифицированные осадки; 4 — песчаники; 5 — алевролиты и глинистые сланцы; 6 — океанская кора; 7 — метаморфические сланцы; 8, 9 — отложения преддуговых комплексов; 10, 11 — молассы; 12 — вулканиты; 13 — граниты; 14 — вулканические эксгальции; 15 — разломы; 16 — направления движения растворов; месторождения золотокварцевых формаций: 17 — метаморфогенной, 18 — магматогенной, 19 — метаморфогенной золотоантимонитовой и 20 — магматогенной золоторедкометалльной; структуры складчатой зоны: I — Западно-Верхоянский, II — Адычанский, IV — Тас-Хаяхтасский антиклинорий, III — Иньяли-Дебинский синклиний



флюидного давления и к интенсивному тепломассо-переносу. Режим флюидной деятельности резко изменяется. Появление активных транспортных зон, проникающих сквозь всю осадочную толщу, ведет к активной разгрузке ранее захороненных гидротерм, предварительно насыщенных растворимыми формами тяжелых металлов. В результате изучения газо-жидких включений в минералах руд определен хлоридный состав рудообразующих растворов, что указывает на их метаморфическое происхождение.

Таким образом, в центральной части Верхоянья сформировалась хрусталеносная провинция, а в остальных частях складчатой зоны появились геохимические провинции, регионально обогащенные золотом, мышьяком, ртутью и другими рудогенными элементами. В зонах западного и восточного обрамления рассматриваемой складчатой зоны в терригенно-карбонатных породах микроэлементы перераспределялись значительно раньше в процессе воздействия бикарбонатно-сульфатных рассолов.

Разгрузка растворов происходила на глубинах 1—2 км от палеоповерхности, на что указывают результаты составов минеральных ассоциаций, изучение газожидких включений минералов руд и палеореконструкции. В зависимости от состава и строения рудовмещающих пород, конкретной динамической обстановки формировались секущие, или согласные золотоносные существенно кварцевые залежи. Кварц таких жил серый, с большой примесью углисто-глинистых частиц. Жилы часто содержат крупные (первые сантиметры и более) включения углистого материала, без включений летучих компонентов, идентифицируемого как керит. Примесь сульфидных минералов в рудах до 1%. Ведущая роль при транспортировке рудообразующих элементов здесь принадлежала хлоридным формам переноса металлов. Схема формирования таких месторождений показана на рис. 2, А.

В месторождениях метаморфогенно-гидротермальной золото кварцевой формации повсеместно наблюдаются следующие особенности: 1) месторождения всегда приурочены к измененным породам в зонах региональных разломов, согласных с простиранием складчатых структур; 2) «догранитоидный» возраст месторождений; 3) очень простой минеральный состав; 4) относительно повышенная крупность и пробность золота.

Благоприятный этап для формирования метаморфогенных золото кварцевых месторождений приблизительно продолжался с юрского до мелового периода. Этап образования был длителен. Однако формирование руд происходило не непрерывно в выделенном временном интервале, а в период и после декомпрессии пород на конкретном участке проницаемой зоны.

Еще один этап — этап повышения гидротермальной активности связан с резким увеличением интенсивности магматической деятельности. Начиная с

раннего мела, идет процесс формирования гранитоидных тел из умеренно низкотемпературных и умеренно вязких магм, наиболее способных к совместному отделению золота и серы [7]. Как известно, соединения хлора менее пригодны к транспортировке тяжелых элементов именно при высоких температурах. Отмечено пространственное совмещение областей развития месторождений золота и гранитоидов с относительно повышенным содержанием серы. При повышении концентрации сульфидной серы в расплавах увеличивается степень экстракции металлов из силикатной части расплава. Аксессуарный арсенипирит в породах диорит-гранодиоритовой формации региона содержит Au до 550 г/т [4]. Комплексы  $Au(HS)_2^+$ ,  $AuHS^0$  и  $Au_2(HS)_2S^{2-}$  приобретают важное значение на уровнях отложения золота в залежах магматогенных золото кварцевых месторождений. Они определили относительно повышенные количества сульфидов в этих залежах, повышенное содержание золота в сульфидах, состав самородного золота, преобладание сульфидной формы серебра над самородной в рудах и другие минералогическо-геохимические особенности этих залежей. Увеличение роли соединений серы в транспортировке золота и его элементов-спутников показывают результаты изучения состава газожидких включений в рудоносных кварцах. Золото кварцевые месторождения данного этапа содержат на порядок больше сульфидов. Пробность золота в среднем относительно ниже. Значительная часть золота и серебра таких месторождений содержится в сульфидной части руд. Месторождения этой формации закономерно располагаются вблизи гранитоидных массивов [5] и возраст их близок к возрасту гранитоидов [6]. Схема формирования этих месторождений показана на рис. 2, Б.

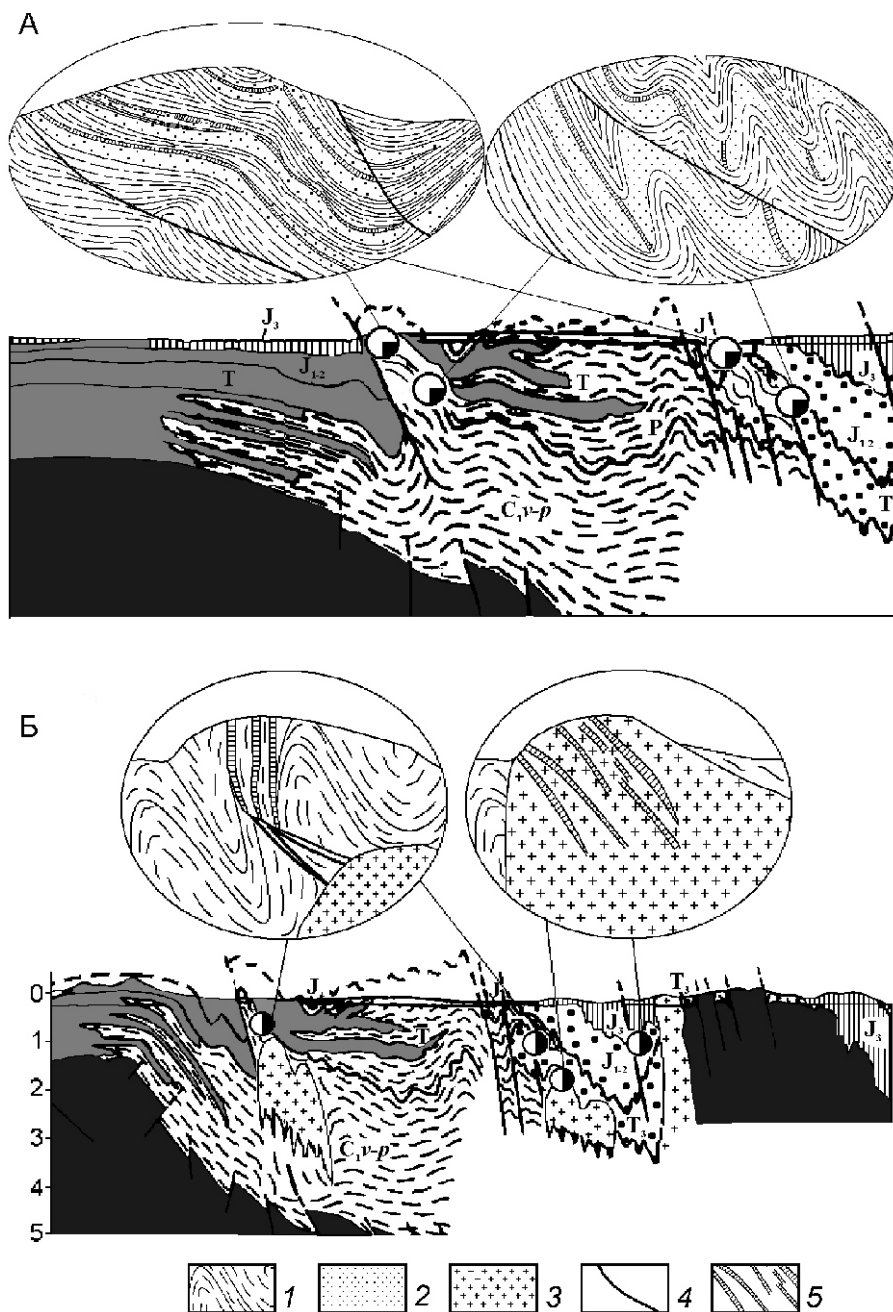
Следующий этап связан с формированием золото-сурьмяного оруденения. Это оруденение имеет значительно более сокращенный ареал распространения. В пределах тех проницаемых зон, где развиты более молодые золото-сурьмяные месторождения, формировался восстановительный флюидный режим. Рассмотрим далее специфику образования высокосернистых золото-сурьмяных гидротерм.

К специфическим условиям надо отнести относительное повышение температурного градиента и особые физико-химические параметры среды, при которых резко понизилась транспортная роль соединений хлора, а также высокое содержание серы в рудоносных растворах. Подобные условия возникали в поздне меловое время в отдельных зонах региональных глубинных разломов Верхоянья, которые следует отнести к зонам с восстановительным флюидным режимом. Критерий отнесения тектонических зон к данному типу — наличие карбидов (когенита и муассанита) и самородных элементов, прежде всего углерода. В целом рассматриваемый режим проявляется независимо от первичного субстрата и относится к

наиболее поздним процессам. Это показано рядом геологов на примере Западного Прибайкалья и Восточного Саяна. С помощью физико-химического моделирования [1] изучены условия существования таких режимов в системах  $C-O-H$  и  $Fe-Si-C-O-H$ . Область устойчивости режима зависит от концентрации водорода и углерода во флюиде, представляющем собой смесь метана, водорода и воды в соотношениях, зависящих прежде всего от температуры.

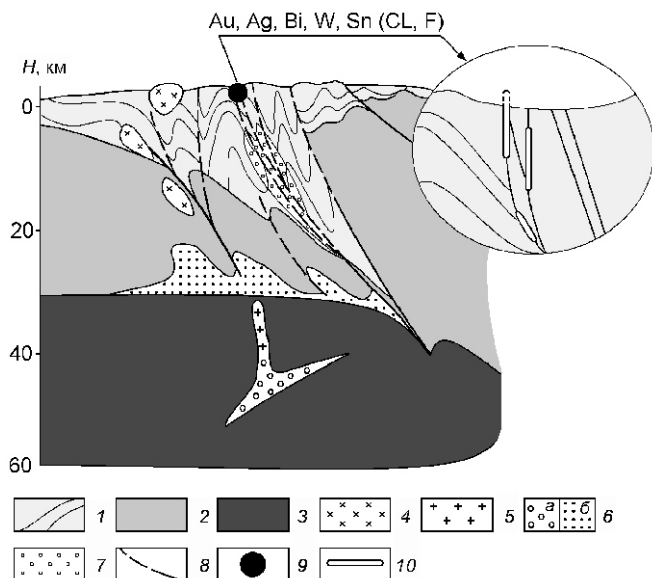
Следует заметить, что исследования пород из горизонтов, подстилающих рудную залежь самого крупно-

го из известных месторождений — Сарылахского, показали, что динамометаморфизованная подстилающая толща насыщена разнообразным углистым материалом, обычно диагностируемым в шлифах как графитизированный растительный детрит. Он образует основную массу породы совместно с глинистыми частицами. Важное значение имеет факт присутствия здесь в максимальных концентрациях углеродистого вещества по сравнению с любыми другими толщами верхоянского комплекса. Обобщенная схема формирования этих месторождений показана на рис. 3.



**Рис. 2. Принципиальные схемы формирования метаморфогенных (А) и магматогенных (Б) золотокварцевых месторождений:**

1 — алевролиты и аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — рудоносные гранитоиды; 4 — рудоподводящие и рудораспределяющие разломы; 5 — золотоносные зоны дробления и кварцевые жилы; см. услов. обозн. к рис. 1



**Рис. 3. Обобщенная схема формирования месторождений метаморфогенно-гидротермальной золотоантимонитовой формации в зонах глубинных разломов:**

1 — осадочные породы верхоянского комплекса; 2 — гранитоидный фундамент; 3 — переходный слой континент—верхняя мантия; 4 — гранодиорит-гранитные и 5 — гранит-лейкогранитные интрузии; 6 — зоны высоко- (а) и низкотемпературного (б) диссипативного подплавления фундамента согласно модели магматического процесса [7]; 7 — участки появления метаморфогенных гидротермальных растворов в зонах тектонических разломов; 8 — разрывные нарушения; 9 — золото-сурьмяные месторождения; 10 — золотоантимонитовые рудные тела

Рассматриваемые условия возникали в участках относительно повышенного температурного градиента, зависящего здесь от сравнительно близких к поверхности зон гранитообразования, выноса из этих зон растворов хлоридного состава и насыщения их соединениями серы, сурьмы и различных металлов (преимущественно железом) из вмещающих терригенно-вулканогенных пород. Поэтому резко усиливается роль сульфидных комплексов в переносе тяжелых металлов, что и приводит к появлению существенно сульфидных руд своеобразных месторождений золотоантимонитовой формации.

Заключительный этап формирования гидротермальных месторождений золота связан с заключительным тектономагматическим этапом в ходе эволюции складчатой области. В этот этап происходило образование редкометалльных гранитоидов.

Маловязкие и высокотемпературные лейкократовые кислые магмы, оказались изначально обогащены золотом в результате ассимиляции корового вещества. Такие магмы способны давать вблизи поверхности остаточные расплавы, обогащенные фтором, редкими щелочами и обедненные кремнекислотой, магнием, кальцием, железом [3]. Действительно, именно вблизи поверхности, чаще всего в кровлях интрузий, формируются метасоматиты, содержащие редкометалльные жилы, сложенные преимущественно кварцем с касситеритом, вольфрамитом, висмутином, а также сульфидами железа, меди, свинца, цинка.

Размещение золоторудных месторождений в пространстве складчатой области определяется особенностями геологического развития составляющих ее структур. Для формирования месторождений золота, как уже было показано, определяющее значение имеет ряд факторов: характер накопления осадочной толщи и минеральный состав сформированных осадков, тип складчатых деформаций и характер дизъюнктивных нарушений, условия формирования и состав магматических образований, расположение зон длительной активизации

глубинных процессов. Данные факторы представлены достаточно сложными составными частями, имеющими ряд особенностей в каждом из золоторудных районов складчатой области. Вследствие этого, выделяются не только общие закономерности размещения золоторудных формаций в пределах всей складчатой области, но и основные особенности распределения золоторудных месторождений в пределах отдельных золотоносных районов.

Генетические модели формирования месторождений золота — методическая основа для разработки программ специализированных поисково-съемочных, структурных, геохимических, металлогенических исследований, направленных на выявление промышленных коренных месторождений золота региона.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гантимуров А.А. Физико-химические условия образования графита, когенита и самородного железа в эндогенных системах. Минералы углерода в эндогенных процессах // Тез. докл. Всесоюз. конф. Ч. III. — Якутск, 1985. С. 75—77.
2. Мельцер М.Л. Золоторудные формации Верхояно-Колымской металлогенической провинции // Вест. ЯГУ. 2010. Т. 7. № 3. С. 36—42.
3. Недосекин Ю.Д. Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1988.
4. Некрасов И.Я., Трунилина В.А., Роев С.П. Типоморфные особенности аксессуарных сульфидов из гранитоидов Восточной Якутии как критерий оценки их рудоносности // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 4. С. 16—25.
5. Скрябин А.И. Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения (Яно-Колымский пояс). — Якутск, 2010.
6. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. и др. Вулкано-плутонические пояса Северо-Востока Якутии. — Якутск, 2007.
7. Шкодзинский В.С. Эволюция кислых магм и генезис рудоносных гидротерм // Вопросы магматизма и оруденения Якутии. — Якутск, 1992. С. 5—30.



## Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье)

В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, Л.И.ПОЛУФУНТИКОВА (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Проанализированы на мезо- и микроуровнях линейные и плоскостные деформационные, в т.ч. рудовмещающие структуры Маринского рудного поля. Установлено, что особенности строения рудного поля связаны с близким положением горизонта скольжения (детachment) Верхоянского складчато-надвигового пояса. Главными рудоконтролирующими структурами являются надвиги, ассоциирующие с Маринской взбросо-складкой. Выделено три этапа деформаций — первые два надвиговые, третий сдвиговый. Связано формирование оруденения с первым этапом деформаций, сопровождающим позднеюрские—раннемеловые аккреционные события на восточной окраине Северо-Азиатского кратона.

*Ключевые слова:* структурный анализ, условия локализации, золотое оруденение.

Фридовский Валерий Юрьевич, fridovsky@ysu.ru

Полуфунтикова Лена Идененовна, pli07@list.ru

## Localization conditions of gold mineralization of Mariinsky ore field (Southern Verkhoyansk region)

V.Y.FRIDOVSKY, L.I.POLUFUNTIKOVA

This is an analysis of features of linear and planar deformation including ore-bearing structures at the meso- and microlevels of Mariinsky ore field. It is established that the structural features of the ore field are associated with a similar situation horizon slip (detachment) Verkhoyansk fold-thrust belt. The main ore-controlling structures are thrust faults, associated with the Mariinsky reversed strike-fold. There are three phases of deformations — the first two are thrusts, the third one is a shift. The formation of mineralization is associated with the first stage of deformation accompanying the Late Jurassic—Early Cretaceous accretionary events at the eastern edge of the North Asian craton.

*Key words:* structural research, strain analysis, localization conditions, gold mineralization.

В последние годы на Северо-Востоке России выявлены крупнотоннажные золоторудные месторождения, в т.ч. орогенного типа, представленные жильно-прожилковыми и прожилково-вкрапленными рудными телами [2, 4, 5]. Орогенная геодинамическая обстановка — одна из наиболее продуктивных для формирования крупных золоторудных месторождений (Коллар, Калгурли, Бендиго, Балларат, Сухой Лог, Мурунтау, Аляска-Джуно, Джеймс-Таун, Наталка, Базовское, Дрожное и др.). Обычно орогенные золоторудные месторождения (OGD) возникают в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или коллизии континентальных блоков [3, 9, 11, 15] синхронно с формированием комплекса деформационных структур, метаморфических и магматических поясов. Орогенные золоторудные месторождения широко развиты в Яно-Колымском позднеюрско-раннеэокомовом коллизионном металлогеническом поясе, связанным с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна и аккрецией Охотского террейна с Северо-Азиатским кратоном [11]. Такие месторождения — результат развития складчато-надвиговых поясов, начиная с формирования осадочной толщи, ее дальнейшего деформационного и плутоно-

метаморфического преобразования. Для формирования крупных объектов благоприятным является длительная эволюция геологической среды с пространственным совмещением разновозрастного золотого оруденения в длительно и многоэтапно развивающихся разломных зонах.

В Яно-Колымском металлогеническом поясе крупнотоннажные орогенные золоторудные месторождения установлены в Адыча-Нерской [1] и предполагаются в Аллах-Юньской [7] металлогенических зонах. Для металлогенических зон и их отдельных сегментов устанавливаются различные: интенсивность проявления метаморфогенного и магматогенного оруденения, особенности размещения, структурно-морфологический тип и вещественный состав рудных тел, их геохимический профиль. По геофизическим данным корневые части металлогенических зон нередко приурочены к поднятиям кристаллического фундамента. Важным представляется наличие протяженных продольных металлогеническим зонам разломов с признаками активного конседиментационного развития и последующей неоднократной активизации с преобладанием надвиговых деформаций, синхронных образованию высокопродуктивного оруденения.

В пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны с середины 30-х годов прошлого столетия изучаются золото кварцевые проявления, для которых типичны многоярусные внутри- и межпластовые жилы с сопровождающими их секущими апофизами, проявленные на различных стратиграфических уровнях каменноугольно-нижнепермских отложений. В работах [6, 10, 12, 13] рассмотрены геолого-структурные и минералого-геохимические особенности, закономерности размещения стратифицированных месторождений, разработана геолого-генетическая модель формирования оруденения.

Однако условия локализации нового для Аллах-Юньской металлогенической зоны типа оруденения изучены недостаточно. В работе анализируются особенности линейных и плоскостных деформационных, в т.ч. рудовмещающих структур Маринского рудного поля, изученные с использованием современных методов структурных исследований. Применен стрейн-анализ, особенно эффективный при изучении пластических деформаций, широко проявленных в рассматриваемой зоне [14]. Он дает возможность количественно оценить однородную деформацию, определить механизмы преобразования среды. В работе использован метод Фрая, позволяющий определить величину деформации по соотношению расстояния между центрами зерен вдоль оси укорочения ( $c$ ) и оси удлинения ( $a$ ). При анализе механизмов преобразования среды для оценки трехмерной деформации применена диаграмма Флинна [16].

#### **Геологическое строение района исследований.**

Геологоразведочные работы в рудном поле начались во второй половине 30-х годов XX в., когда Н.М. Мешков открыл рудопроявление Маринское. Были выявлены пластовые и мелкие секущие жилы, зоны субмеридиональной ориентировки. Промышленные содержания золота установлены только в согласных жилах протяженностью первые сотни метров при изменяющейся мощности от 0,3 до 3,0 м. В связи с поисками в последнее время крупнотоннажных золоторудных месторождений жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов в Аллах-Юньской металлогенической зоне, в пределах Маринского рудного поля были проведены геологоразведочные работы [7].

Маринское рудное поле расположено в юго-западной части Присеттэ-Дабанской зоны Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Для зоны характерны интенсивные деформации пород, складки подобного типа со сланцевым кливажем или кливажем разлома осевой поверхности. Широко развитие получили shear зоны (shear zone), трансформационные и мулион-структуры, буди-наж, птигматитовые складки и др. [12]. С деформационными событиями связан регионально-дислокационный метаморфизм,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возраст которого составляет 119 0,5 млн.лет [8].

С востока Присеттэ-Дабанская зона ограничена Минорско-Кидерикинским разломом общей протяженностью около 500 км. Минорско-Кидерикинский разлом вместе с расположенными к востоку Татским, Бикским и Карским разломами образуют Минорский блок шириной 2,5—4,5 км, сложного строения с развитием сжатых (изоклинальных) и опрокинутых складок, изменением падения сланцевого кливажа в пределах 30—85°. Разлом — важная металлогеническая структура, контролирующая положение разновозрастных Юрско-Бриндакитского рудного поля, Нежданнинского месторождения, Дыбинского рудного поля, месторождения Тас-Юрях, ассоциирующихся с различными геодинамическими событиями. При переходе через разлом отмечается изменение мощностей и фациального состава пород. Он отчетливо выражается в локальных аномалиях магнитного поля.

Важная особенность строения Присеттэ-Дабанской тектонической зоны — ее сегментация, т.е. изменение строения по простиранию. Так, в междуречьи Юдома—Бам установлен ряд симметричных и наклонных складок западной и восточной вергентности. Складки в основном открытые линейные слабофрированные синклинали и антиклинали (Геройская, Дуэтская, Дукатская). К северу в Маринском рудном поле картируется асимметричная Маринская антиклиналь — восточное крыло крутое с элементами опрокидывания, западное пологое. Осевая поверхность складки параллельна сланцевому кливажу пологого (10—30°) падения к запад-северо-западу.

Осадочные образования рудного поля представлены среднекаменноугольными—нижнепермскими толщами, сложенными чередованием пластов разнотонных алевролитов, песчаников, аргиллитов (рис. 1). К югу от Маринского рудного поля в пределах верхнекаменноугольного—нижнепермского горизонта известны несколько ярусов золото кварцевых стратифицированных жил. В продуктивном горизонте флишеидного строения (чередование песчаников, диамиктитов, алевролитов, конгломератов и аргиллитов) с отчетливой градационной слоистостью выделено пять ритмопачек мощностью от первых десятков до первых сотен метров: в основании залегает горизонт грубозернистых псаммитов-псефитовых пород, над ним расположены пачки слоистых алевролитов и аргиллитов. Для нижних ритмопачек характерны текстуры оползания, взмучивания и взламывания. Наиболее низкие известные рудоносные уровни верхнекаменноугольных толщ региона (наталинская свита) вскрываются на поверхности в кульминации Маринской антиклинали (см. рис. 1).

**Результаты исследования.** Анализ проведен на опорных разрезах в бассейне р. Ыныкчан (участки Град, Том, Тарагай) и рудопроявлении Мар, представляющие различные стратиграфические уровни и тектонические сегменты.



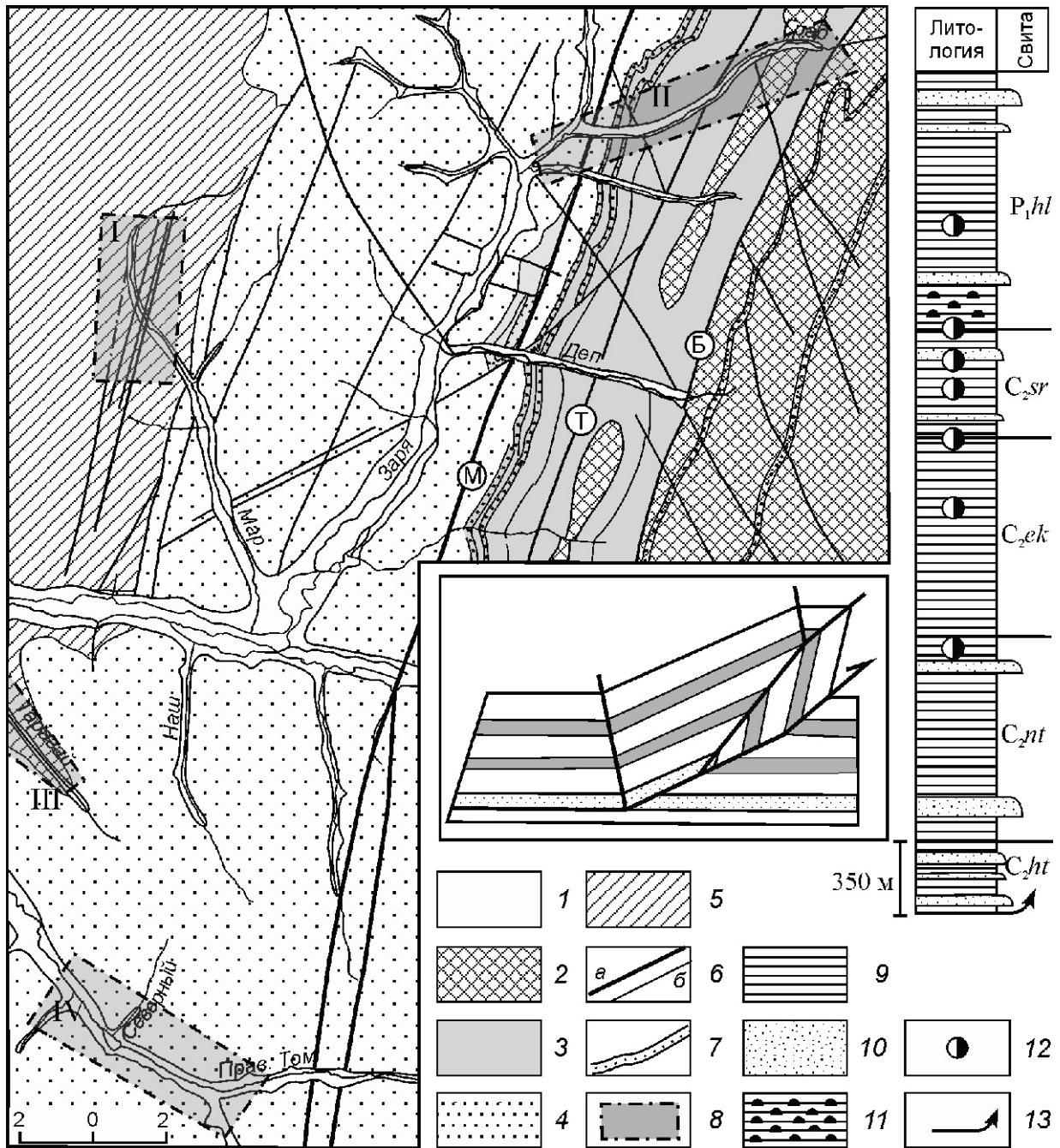


Рис. 1. Схема геологического строения Маринского рудного поля. С использованием данных В.П.Данилова, 2006:

1 — четвертичные отложения, Q; 2 — нижнепермские отложения, хальинская свита,  $P_1hl$ ; каменноугольные отложения, свиты: 3 — суркеченская,  $C_{2sr}$ , 4 — экачанская,  $C_{2ek}$ , 5 — наталинская,  $C_{2nt}$ , хатынахская свита —  $C_{2ht}$  (см. колонку); 6 — разрывные нарушения: а — главные, б — второстепенные; 7 — маркирующие пласты песчаников; 8 — участки работ: I — Мар, II — Град, III — Тарагай, IV — Том; 9 — алевролиты; 10 — песчаники; 11 — тиллиты; 12 — уровни развития золотого оруденения; 13 — горизонт скольжения; на врезке — геометрическая модель Маринской взбросо-складки

**Участок Град** приурочен к Минорскому блоку (рис. 2). В центральной части тектонического сегмента, ограниченного Бикским и Татским разломами в слоистых алевролитах и песчаниках суркеченской свиты развиты складчатые деформации, характерные для наклонных, опрокинутых к востоку складок. Предполагаемая амплитуда картируемых складок

первой генерации  $F_1$  не менее нескольких десятков метров. Шарниры  $b_1$  и линейность пересечения слоистости и кливажа  $L_{ox1}$  полого ( $20^\circ$ ) погружаются к юго-западу, осевые поверхности параллельны кливажу (азимут падения  $270-290^\circ$ ,  $30-40^\circ$ ). Полюса слоистости на стереографической проекции рассеиваются вдоль дуги большого круга, что характерно

для цилиндрических складок (см. рис. 2, В). Широко развиты складки скалывания с увеличенными мощностями пород в замках, что является следствием тектонического течения пород параллельно кливажу. В сегменте отмечается изменение углов (30—80°) и направлений падения сланцевого кливажа от западного до северо-западного, что связывается с наложением на ранние складки  $F_1$  левосдвиговых деформаций и складок  $F_3$  Маркирующий горизонт «рябчиков» первой пачки хальнской подсвиты, прослеживающийся восточнее Татского разлома, интенсивно кливажирован. Галька и угловатые обломки пород уплощены, линейризованы. Их морфология указывает на значительные эффекты вращения при формировании сланцевого кливажа не только в плоскости  $ac$  эллипсоида деформаций, но и в плоскости  $ab$ , что характерно для объемных деформаций.

Сланцевый кливаж закономерно выполаживается вниз по течению ручья Град с 80—85° до 32—45°, падение слоистости изменяется от крутого к западу и востоку до вертикального. Широко проявлены опрокинутые залегания пород, что устанавливается по взаимоотношениям кливажа и слоистости (см. рис. 2, А). В пачках переслаивания песчаников и алевролитов развиты мулион-структуры, которые тесно связаны с трансляционными надвиговыми движениями по сланцевому кливажу (см. рис. 2, Б). В зоне Минорского разлома залегание пород становится близвертикальным.

Преобразования слоистых алевролитов и песчаников суркеченской свиты достигают стадии метагенеза. В зоне влияния разрывных нарушений породы подверглись стресс-деформациям. Стрейн-анализ пород показал, что коэффициент деформирован-

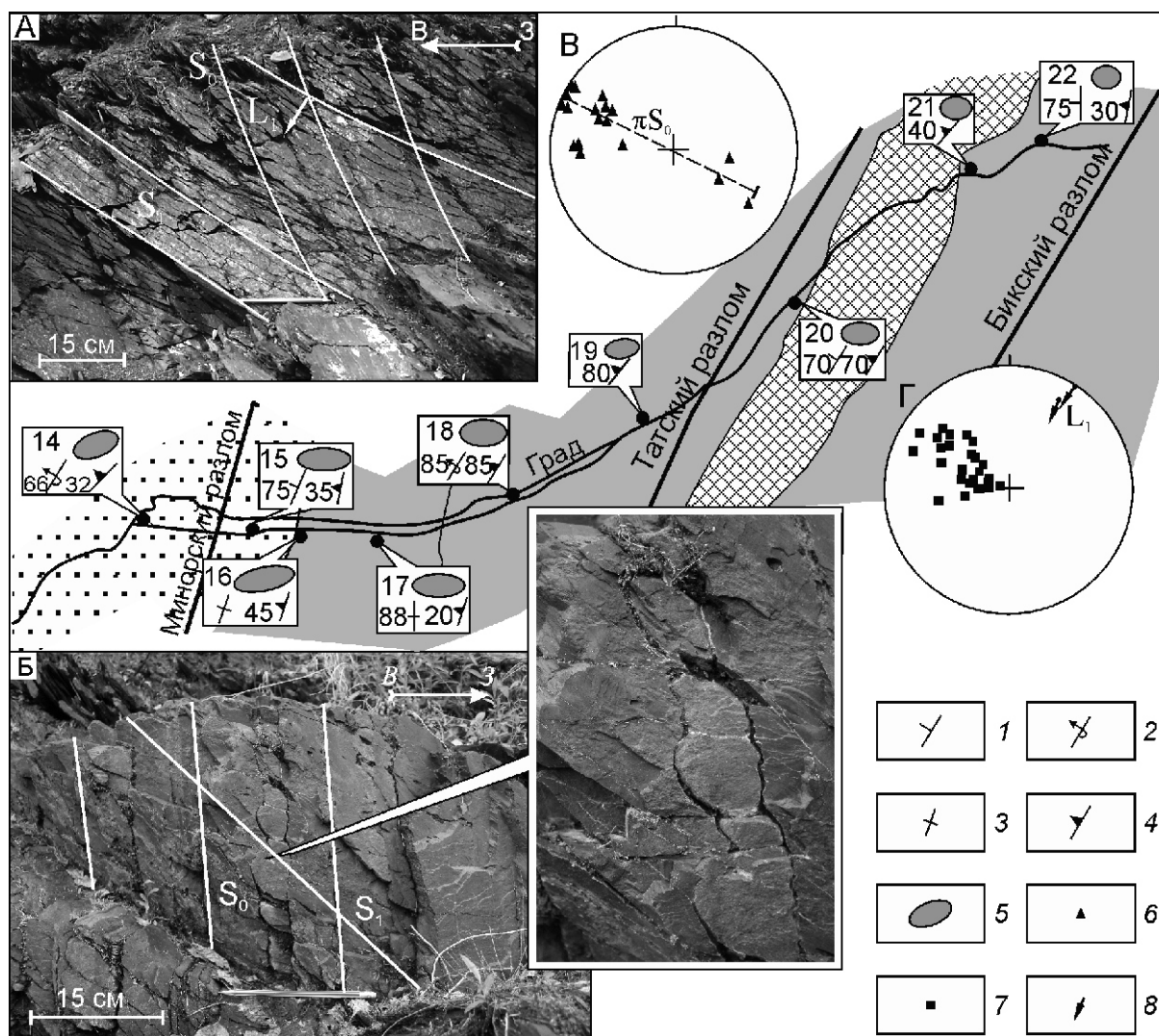


Рис. 2. Геолого-структурный план участка Град:

элементы залегания слоистости: 1 — нормальное, 2 — опрокинутое, 3 — вертикальное; 4 — элементы залегания кливажа; 5 — эллипс деформации; полюса: 6 — слоистости и 7 — кливажа; 8 — направление пересечения слоистости и кливажа; А — соотношение между слоистостью  $S_0$  и кливажем  $S_1$  (точки наблюдения 14); Б — мулион-структуры; стереограммы полюсов: В — слоистости  $S_0$  и Г — кливажа  $S_1$ ;  $l$  — линейность пересечения слоистости и кливажа;  $S_0$  — пояс полюсов слоистости; см. услов. обозн. к рис. 1

ности  $K_d$ , в пределах распространения пород суркоченской свиты, не превышает 2 (см. таблицу). В породе на микроуровне, развит межзерновой кливаж и кливаж агрегатного типа. Текстура формируется как с переотложением вещества в тыловых частях микролитонов с величиной сокращения  $D \approx 30\%$ , так и с перераспределением растворенного вещества обломочного компонента в кливажные зоны при  $D \approx 30\%$  (см. таблицу). Развит пластинчато-сдвиговый морфологический тип структур. Вблизи от Минорского разлома в породах экачанской свиты,  $K_d$  возрастает до 2,36—2,56, наблюдается сдвигово-катакластический морфологический тип структур. Коэффициент Флинна

$$K = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1),$$

характеризующий трехосную деформацию, в основном определяется в пределах 0,25—0,05, что свидетельствует о максимальных деформациях по оси  $Z$  и близких стрейнах деформации по осям  $X$  и  $Y$ . Такое соотношение осей соответствует эллипсоиду деформации типа одноосного сплющивания в плоскости ортогональной кливажу и отражает участие обломочной составляющей в ротационных процессах.

**Участок Том** сложен переслаиванием алевролитов и песчаников экачанской свиты среднего карбона (рис. 3). Преобладает пологое (10—35°) запад-юго-западное падение пород, характерное для западного крыла Маринской антиклинали. В устье руч. Северный пологое залегание осложнено опрокинутой складкой восточной vergentности (см. рис. 3, А и Б). Шарнир складки  $b_1$  погружается к югу под углом 20—25°, осевая плоскость  $S_1$  субпараллельна кливажу (азимут падения 215—30°). В среднем течении руч. Том развиты системы широтных кулисообразных кварц-карбонатных прожилков, характерные также и для других участков рудного поля. По рисунку эшелонированных структур восстанавливаются право- и левосдвиговые движения. Предполагается их связь с латеральными рампами надвиговых чешуй.

Породы кливажированы, на микроуровне повсеместно развит зерновой кливаж, сформированный по механизму удлинения—укорочения. Нитевидные кливажные зоны ограничивают микролитоны, которые представляют собой обломочные зерна с регенерационными «бородами нарастания» в тыловых частях ( $D \approx 50\%$ ). Коэффициент деформированности  $K_d$  изменяется в пределах 2,0—3,1 (см. таблицу), наблюдаются широкое развитие структур сдвигово-катакластического и фрагментарно-катакластическо-сегрегационного морфологических типов. По результатам стрейн-анализа значения коэффициента Флинна уменьшаются до 0,05—0,01. Соотношения между осями  $X$ - $Y$ - $Z$  свидетельствуют о том, что при максимальных деформациях по оси  $Z$ , наблюдаются также деформации и по оси  $Y$ , что соответствует эллипсоиду деформации типа одноосного сплющивания.

## Стрейн-анализ пород участков Град, Том и Мар

Точки наблюдения	$K_d$	$D, \%$	$K$
<i>Участок Град</i>			
14	2,03	50	0,25
15	2,36	57	0,13
16	2,56	60	—
17	1,86	46	0,49
18	1,74	42	0,32
19	1,80	44	0,30
20	1,65	32	—
21	1,31	23	—
22	1,25	25	—
<i>Участок Том</i>			
7	2,65	58	0,12
8	2,51	54	0,35
9	2,94	60	0,01
10	3,00	60	—
11	3,03	58	0,21
12	3,10	58	0,05
13	3,10	58	0,15
<i>Участок Мар</i>			
1	2,73	54	0,36
2	2,84	56	0,28
3	3,07	58	0,09
4	3,20	60	0,04
5	3,44	60	0,04

**На участке Тарагай** в отложениях экачанской свиты картируются пологие слоистость (азимут падения 125—10—20°) и кливаж западного падения (30—45°). Отмечаются деформации кливажа, образующего складки  $F_2$  — наклонные, конического типа с увеличенной мощностью в замке (рис. 4). Шарниры складок  $b_2$  погружаются к югу под углом 10°, осевые плоскости близпараллельны слоистости  $S_0$  (азимут падения 115—32°), что указывает на связь формирования складок с межпластовыми движениями в тектоническом поле напряжений коаксиальным полю первого этапа деформаций  $D_1$  (см. рис. 4).

**Рудопроявление Мар** сложено аргиллитами, алевролитами с пластами известковистых песчаников и алевропесчаников наталинской свиты с рассеянной вкрап-



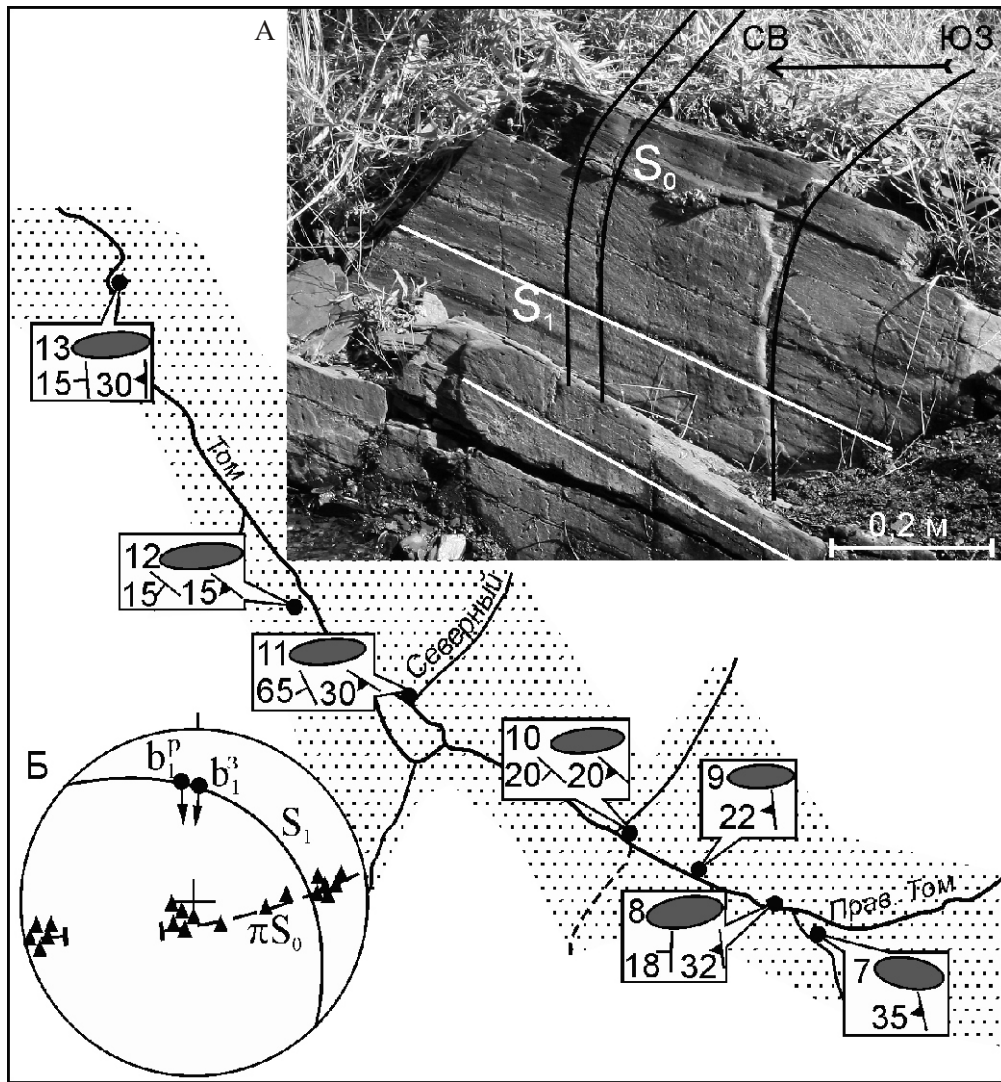


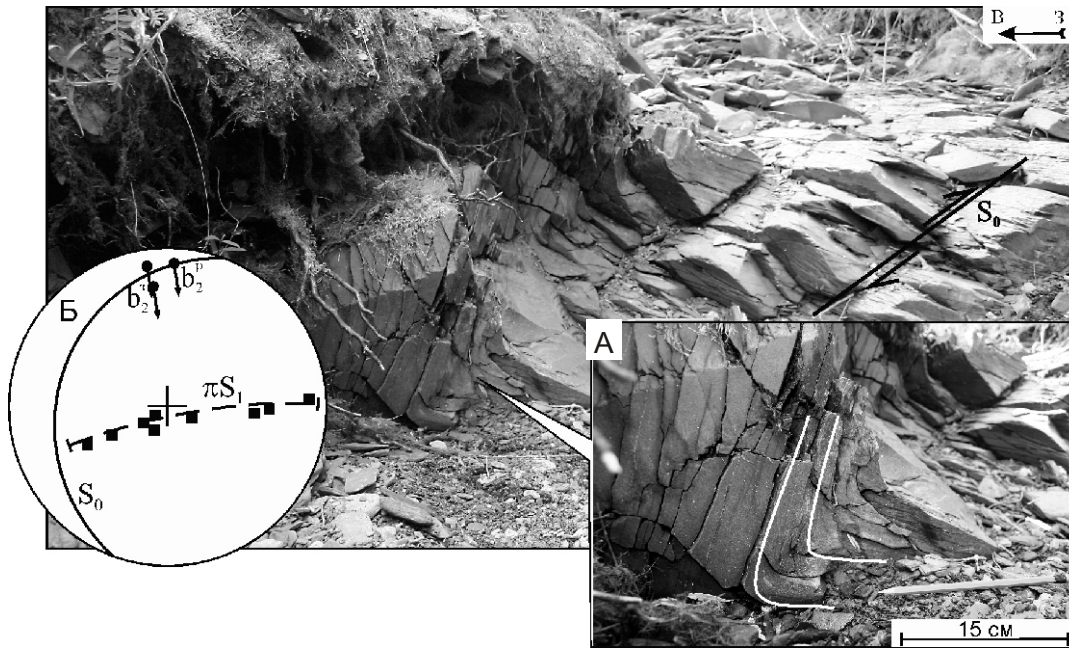
Рис. 3. Складчатая структура  $F_1$  (А) и стереограмма полюсов слоистости (Б) участка Том:

$b_1$  — шарнир складки  $F_1$ ;  $b_1^3$  — замеренный,  $b_1^p$  — рассчитанный; см. услов. обозн. к рисункам 1 и 2

ленной минерализацией пирита (до 3%) (рис. 5). Преобладает пологое (20—25°) восточное падение пород, осложненное крутым (до 75°) опрокинутым залеганием слоистости. Сланцевый кливаж полого (15—25°) падает к западу и северо-западу. В зонах дробления его падение увеличивается до 45°. Проявлены жильный и жильно-прожилковый структурно-морфологические типы рудных тел близширотной (система  $Q_1^1$ ) и близмеридианальной ориентировки (системы  $Q_1^2, Q_1^3, Q_1^4$ ) (см. рис. 5, В). На стереографической проекции полюса кварцевых жил располагаются закономерно относительно кливажа  $S_1$  вдоль взбросо-надвигового пояса. Первая система ортогональна кливажу, вторая, третья и четвертая системы простираются согласно с ним, но падают в разных направлениях. Сочетания кварцевых жил и прожилков различной ориентировки образуют рудные тела в серии сближенных минерализованных зон дробления шириной до 150 м, длиной не менее 350 м [7]. Устанавливаются поздние сдвиговые движения, значительно перерабатывающие минерализованные зоны дробления с жильно-прожилковыми рудными телами. Присдвиговые открытые аксоклинали развиты в плотике в низовьях руч. Мар. Статистический анализ полюсов слоистости показал,

что складки  $F_3$  цилиндрического типа с близвертикальным шарниром  $b_3$ .

В шлифах повсеместно отмечается бластез обломочных зерен кварца с удлинением их по сланцеватости с образованием «бород» регенерированного кварца, а также хлоритизация и серицитизация. Характерна директивная ориентировка минеральных зерен со структурами обтекания. В зоне наиболее интенсивных деформаций в породах наблюдаются линзовидные сегрегации кварца и полевого шпата в интенсивно линейаризованной милонитовой основной ткани. Заметно появление магистральных зон и выравнивание поверхностей сланцеватости, что является характерным для сегрегационно-струйчатого морфологического типа структур течения. В блоках, где развит катакластическо-сегрегационный морфологический тип структур коэффициент деформированности в большинстве случаев 3,0 (см. таблицу), а трехосная деформация соответствует эллипсоиду трехосного сплющивания. Не только структурная, но и вещественная перестройка породы свидетельствует о метаморфических преобразованиях зеленосланцевой фации, что благоприятно для формирования масштабного оруденения.



**Рис. 4. Деформации кливажа, участок Тарагай:**

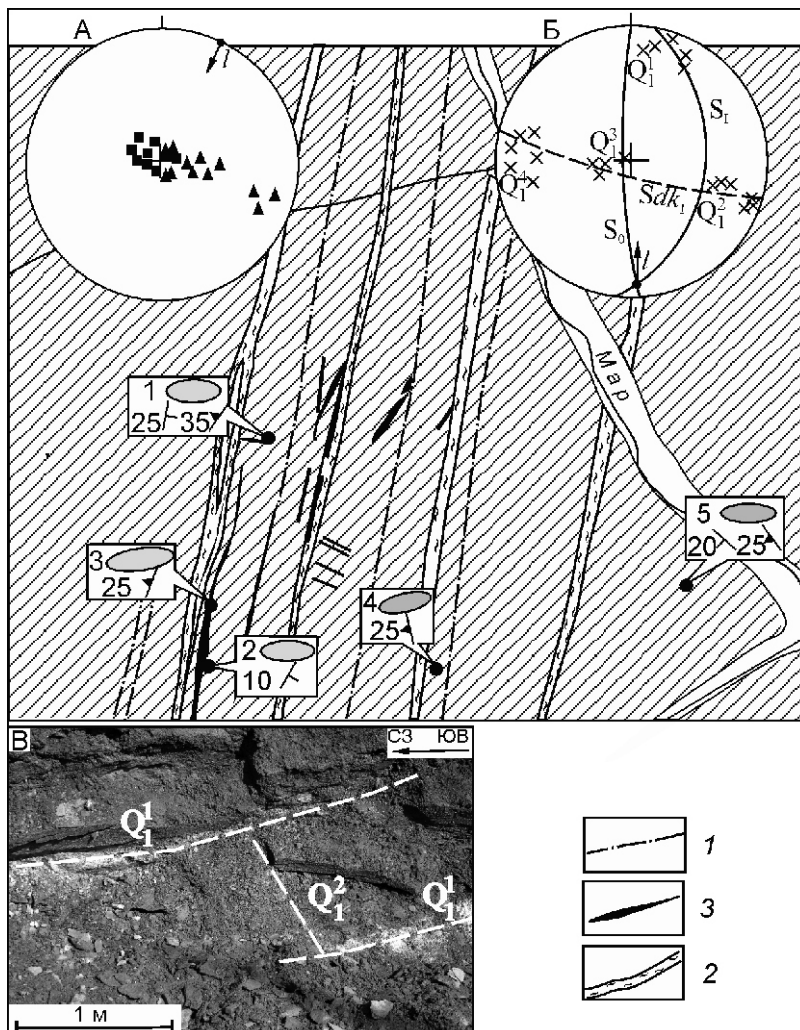
А — замок складки  $F_2$ ; Б — стереограмма полюсов кливажа  $S_1$ ,  $S_0$  — пояс полюсов кливажа;  $b_2$  — шарнир складки  $F_2$ ;  $b_2^z$  — замеренный,  $b_2^p$  — рассчитанный; см. услов. обозн. к рисункам 2 и 3

В заключение следует подчеркнуть, что проведенными исследованиями была подтверждена деформация Маринского рудного поля, связанная с близким положением горизонта скольжения (детачмента), который предполагается в основании хатынахской свиты. Долготные разрывные нарушения листрического

типа ответвляются от горизонта скольжения и характеризуются восточной вергентностью. В зависимости от расстояния до подошвенного надвига изменяются угол падения разломов, важнейшим индикатором которого является кливаж, структурный парагенезис, микродеформационные особенности вмещающих пород, тип рудоконтролирующих структур и морфология рудных тел. Отмеченные особенности строения позволяют предположить модель взбросо-складки для Маринской антиклинали (см. рис. 1, врезка). В этой модели рудоконтролирующие структуры представлены надвигами.

Выделено три этапа деформаций — первые два надвиговые, третий сдвиговый. Надвиговые деформации первых двух этапов формировались в коаксиальном поле напряжений. Продольные сдвиги в основном трансформируют ранние рудовмещающие разломы и жильно-прожилковые рудные тела. Оруденение ассоциирует с первым этапом деформаций, сопровождающим позднеюрские—раннемеловые ак-

ции. В этой модели рудоконтролирующие структуры представлены надвигами. Выделено три этапа деформаций — первые два надвиговые, третий сдвиговый. Надвиговые деформации первых двух этапов формировались в коаксиальном поле напряжений. Продольные сдвиги в основном трансформируют ранние рудовмещающие разломы и жильно-прожилковые рудные тела. Оруденение ассоциирует с первым этапом деформаций, сопровождающим позднеюрские—раннемеловые ак-



**Рис. 5. Геологический план участка Мар:**

1 — разрывные нарушения; 2 — минерализованные зоны дробления; 3 — кварцевые жилы и прожилки; стереограммы: А — полюсов слоистости  $S_0$  (треугольники) и кливажа  $S_1$  (квадраты), Б — полюсов кварцевых жил  $Q$  (крестики);  $Sdk$  — динамокинематическая плоскость; В — системы кварцевых жил: близширотная  $Q_1^1$  и близмеридианальная  $Q_1^2$ , канава 303; см. услов. обозн. к рисункам 1 и 2



креционные события на восточной окраине Северо-Азиатского кратона.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проектов № 558, 2568 Аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы».*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристов В.В.* Перспективы выявления крупных богатых золотокварцевых месторождений в Тарынском рудно-россыпном узле // Разведка и охрана недр. 2009. № 6. С. 3—11.
2. *Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.* Наталкинское золоторудное месторождение. —Магадан, 2002.
3. *Горячев Н.А.* Золоторудные системы орогенных поясов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 1. С. 2—16.
4. *Золоторудные месторождения России* / Под ред. М.М.Константинова. —М.: Акварель, 2010.
5. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. —М.: Научный мир, 2000.
6. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Золотокварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5—20.
7. *Окунев А.Е., Данилов В.П.* Новые проявления золото-кварц-сульфидной формации Аллах-Юньской металлогенической зоны // Вестник ЯГУ. 2010. Т. 7. № 1. С. 41—46.
8. *Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х.* и др. Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна // Отечественная геология. 2003. № 5. С. 57—63.
9. *Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В.* и др. Актуальные проблемы металлогении золота // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1257—1275.
10. *Силичев М.К., Белозерцева Н.В.* Взаимосвязь структурно-литологических и барометрических факторов контроля золоторудной минерализации // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения Якутии. —Якутск, 1980. С. 50—59.
11. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. *Фридовский В.Ю.* Структуры раннеколлизийных золоторудных месторождений Верхоянского складчатого-надвигового пояса // Тихоокеанская геология. 1998. № 6. С. 26—36.
13. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Геолого-генетическая модель формирования стратиформных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33—37.
14. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.* Микродеформационные структуры аккреционно-коллизийных золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии) // Вестник ЯГУ. 2007. Т. 4. № 1. С. 23—27.
15. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Cebre-Mariam M., Hagemann S.C., Robert F.* Orogenic gold deposits — a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. Vol. 13. Pp. 7—25.
16. *Fry N.* Fry plots: warning about summed moments // J. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. Pp. 129—134.

## Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба

А.Г.БЕРЗИН (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58), А.П.ОБОЛКИН, С.Ю.СЕВОСТЬЯНОВ, А.А.ЕГОШИН, В.А.ДЬЯКОНОВА (ОАО «Якутскгеофизика»; 677008, Республика Саха (Якутия), г.Якутск, ул.Билибина, д.1)

Приведены геологические результаты сейсморазведочных работ восточной части Алдано-Майского прогиба 2006—2011 гг. Выявлены новые перспективные объекты в рифейских, вендских и нижнекембрийских отложениях: Усть-Майский рифт, Майский выступ, Восточно-Якутский рифогенный комплекс и др. Изучена Кыллахская надвиговая зона, выявленная геологосъемкой.

*Ключевые слова:* сейсморазведка МОГТ, отражающий горизонт, сейсмостратиграфия Алдано-Майский прогиб, Усть-Майский рифт, архей, нижний протерозой, рифей, венд, кембрий, Восточно-Якутская рифогенная зона.

Берзин Анатолий Георгиевич

Оболкин Анатолий Петрович, a\_obolkin@ykgf.ru

Севостьянов Сергей Юрьевич

Егошин Анатолий Алексеевич

Дьяконова Валентина Афанасьевна

## New geological data on the Aldan Mayan depression

A.G.BERZIN, A.P.OBOLKIN, S.Yu.SEVOSTYANOV, A.A.EGOSHIN, V.A.DYAKONOVA

Geological results of seismic coverage in the eastern part of the Aldan Mayan depression within 2006—2011 are given. New perspective areas in Riphean, Vendian and Lower Cambrian deposits were found, i.e. Ust Mayan rift, Mayan protrusion, East-Yakutian reef complex, and a number of other structures. Kyllakh thrust zone revealed by geological survey was studied.

*Key words:* CDP seismic, reflecting horizon, seismic stratigraphy, Aldan Mayan depression, Ust Mayan rift, Archean, Lower Proterozoic, Riphean, Vendian, Cambrian, East-Yakutian reef zone.

В восточной части Северо-Алданской перспективной нефтегазоносной области в пределах Алдано-Майского прогиба в течение 2006—2011 гг. проведены региональные сейсморазведочные работы. Общая площадь работ составила 116 800 км<sup>2</sup>. Исследования выполнялись по 60-кратной методике общей глубинной точке, взрывным интервалом 50 м, шагом между канавами 20, центральной системой с максимальным выносом 3000 м. Регистрация колебаний осуществлялась 24-разрядной сейсмостанцией SN-358RU до 3—4 с, возбуждение группой 3 вибраторов СВ-20/150 с использованием свипа 20—150 Гц. Обработка производилась в системе ProMAX (версия 2000) с использованием миграции до суммирования (Prestack 2D Time Migration). Для решения динамических задач применялись процедуры Гильберт-преобразования, AVO, двухмерного моделирования Tesseral, палеореконокструкций. Интерпретация производилась в системе Geographix. При этом использовались принципы сейсмостратиграфии, палеогеографии и структурно-формационного анализа.

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к разрезам *Хочомской, Мокуйской, Нижнеамгинской* глубоких скважин выполнена по данным бурения, геофизического исследования скважин (ГИС), вертикального сейсмического профилирования. В волновом сейсмическом поле выявлены следующие отражающие горизонты: ЮТ — граница раздела кембрий—юра; подошвы:  $\epsilon_2$  — иниканской свиты кембрия,  $\epsilon_1$  — пестроцветной свиты нижнего кембрия, VR — юдомской свиты венда;  $R_3^1$  — кровля неюренской свиты верхнего рифея;  $R_3$  — подошва верхнего рифея;  $R_1$  — кровля омахтинской свиты нижнего рифея. Сейсмогеологическое строение изучаемой территории отражено на структурных картах по отражающим горизонтам  $R_3$ , VR,  $\epsilon_1$  и сейсмических временных разрезах по основным направлениям (рисунки 1 и 2).

К настоящему времени региональными сейсморазведочными работами, ориентированными на поиск нефтегазоперспективных объектов, изучена восточная погруженная часть Алданского прогиба, Кыллах-

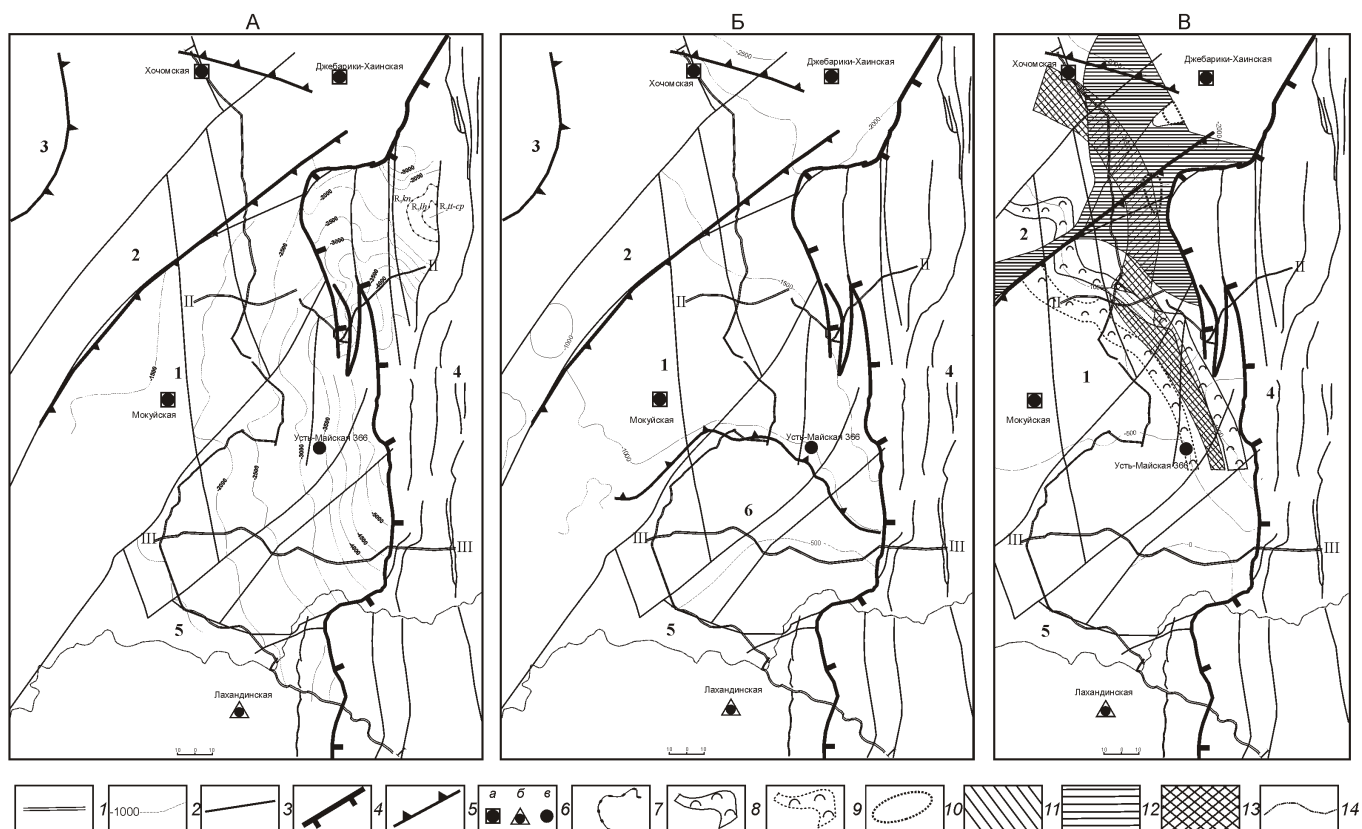


Рис. 1. Структурные карты по отражающим горизонтам  $R_3$  (А), VR (Б) и  $E_2$  (В):

1 — временной разрез по линии сейсморазведочных профилей; 2 — изогипсы отражающих горизонтов, подошва (в м):  $R_3$  — верхнего рифея, VR и  $E_2$  — юдомской свиты венда; 3 — тектонические нарушения; 4 — контур шарьяжных перекрытий; 5 — границы надпорядковых структур (1 — Алдано-Майская впадина, 2 — Куолумский вал, 3 — Якутский свод, 4 — Нелькано-Кыллахская тектоническая зона Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, 5 — Дыгдинский вал, 6 — Майский выступ); 6 — скважины глубокого бурения: а — параметрические, б — опорные, в — проектные; 7 — границы выклинивания  $R_3kn$ ,  $R_3lh$ ,  $R_3tt-cr$  по данным геологической съемки; сейсмофациальные комплексы: Восточно-Якутский: 8 — Верхне-Ноторский и 9 — Нижне-Ноторский барьерные рифы; 10 — локальных рифовых построек; 11 — Верхне-Ноторская неантиклинальная ловушка; 12 — дельтовый Кербинский комплекс; 13 — зона склоново-рифогенных литофаций пестроцветной свиты; 14 — граница Республики Саха (Якутия)

ский надвиг и единичными профилями Нелькано-Кыллахская зона надвигов (см. рисунки 1 и 2).

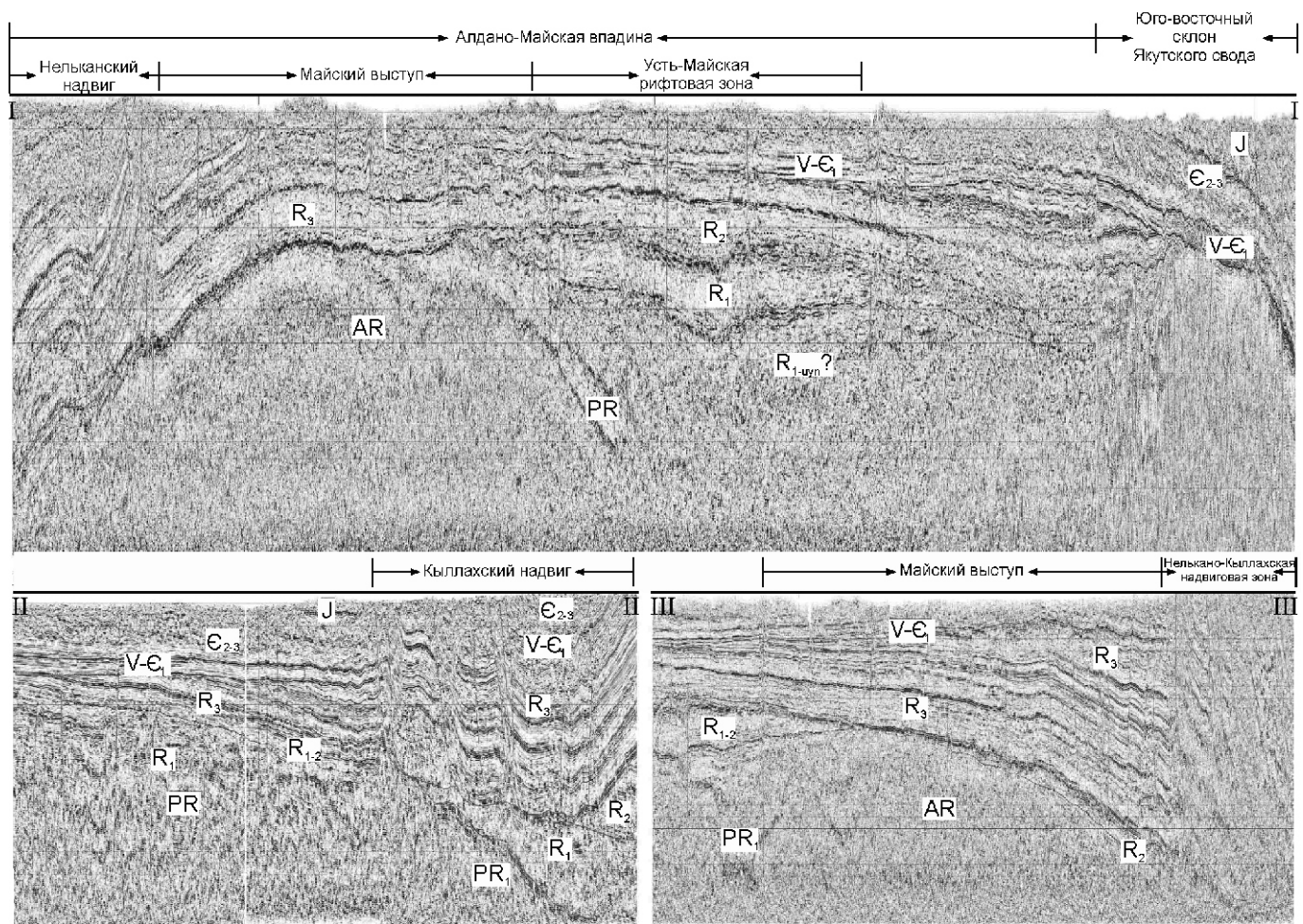
Геологическое строение названных объектов приведено с позиций структурной геологии. Вопросы нефтегазоносности названных объектов в статье не рассматриваются.

Исследования показали, что осадочный чехол Алдано-Майского прогиба представлен четырьмя структурно-тектоническими ярусами: *нижнепротерозойским*, *рифейским*, *венд-нижнепалеозойским*, *мезозойским*. Наблюдаемая волновая картина подтверждает доминирующую роль тектонических процессов в формировании Алданского прогиба, что ранее было установлено по данным геологоразведочных, тематических и научных работ в Нелькано-Кыллахской зоне надвигов [1, 2, 6, 7, 8, 11, 12, 14].

В южной части Алданской и северной части Майского прогибов под рифейским осадочным чехлом сейсморазведкой выявлен выступ фундамента, на-

званный Майский, размеры которого более 100–200 км. Амплитуда 1000 м (см. рисунки 1, Б и 2). Сводовая часть выступа осложнена Дыгдинским валом, разделяющим Алданскую и Майскую впадины. Образования фундамента вскрыты к северо-западу от Майского выступа Амгинской и Хочомской скважинами. Представлены они амфиболитами и гнейсами (см. рис. 1, А). Известно, что вдоль южной периферии Майского прогиба в пределах Батомгского выступа под эрозионный срез выведены образования кристаллического фундамента, для которых характерны нижнеархейские плагиогнейсы и кристаллические сланцы батомгской серии и утуркачанской толщи [11]. В пределах изученной части Майского прогиба структура фундамента в волновом сейсмическом поле не меняется. В нем отсутствуют отраженные волны (см. рис. 1, А). Анализ полученных данных по Восточно-Алданской площади в 2009 г. показал, что Майский выступ — продолжение





**Рис. 2. Новые нефтегазоперспективные объекты восточной части Северо-Алданской перспективной нефтегазонамной области**

нижнеархейского Батомгского выступа. Предложено проводить границы архейского выступа в Алдано-Майской впадине по склону Майского и объединить их под названием Батомгско-Майский выступ фундамента.

На образованиях фундамента, в основании Алданского прогиба, выявлены субпластовые отложения мощностью около 1000 м, проявляющиеся в волновом сейсмическом поле в виде толщ ограниченной в подошве и кровле протяженными, низкочастотными, высокоамплитудными отражениями. В погруженной части прогиба эта толща слагает сложно построенную зону, осложненную грабенами и выступами, контролируемые погребенными разломами большой амплитуды (см. рис. 2). Вся зона погребена толщей заполнения в виде косослоистых, линзовидных, сигмовидных тел. Вверх по разрезу по мере заполнения отложения, слагающие зону, выравниваются, становятся выдержанными и субгоризонтальными (см. рис. 2). Анализ полученных данных показал, что комплекс вулканогенно-терригенных пород сформировался в раннепротерозойский рифтовый этап образования Алданского прогиба.

Необходимо отметить, что приуроченность рифейских прогибов к рифтовым зонам известна давно. В работе [12] возраст заложения Усть-Майского авлакогена установлен как раннерифейский, а окончательно он сформировался в позднем рифее.

По результатам интерпретации гравитационных и магнитных аномалий вся территория Алдано-Майского прогиба отнесена к Восточно-Алданскому архейскому кратону [5]. Существование Усть-Майского рифта показывает, что Восточно-Алданский кратон осложнен нижнепротерозойской рифтовой зоной. В северо-западной части Алданского прогиба И.Н.Истомин прогнозирует раннепротерозойскую перикратонную Билирскую мульду [4]. Как уже было отмечено, эта часть впадины не изучена сейсморазведкой. Представляется, что необходимо продолжение геофизических и тематических исследований западной части Алданского прогиба. Весьма вероятно, что Билирская мульда имеет генетическую связь с рифтовой зоной.

К югу от Батомгского выступа, в пределах Улканского прогиба (грабена), залегают терригенно-вулканогенные нижнепротерозойские образования мощностью

5000 м, перекрытые нижнерифейскими отложениями уянской серии, залегающие на вулканогенном улканском комплексе с размывом [11]. Серия сложена песчаниками, алевролитами, доломитами, в нижней части базальтами, мощностью до 1000 м. Уянская серия на Алданской антеклизе представлена грубообломочными терригенными породами, залегают в пределах нижнепротерозойских грабенов и прогибов [2]. Взаимоотношения Улканского грабена и Усть-Майской рифтовой зоны не изучены. Учитывая, что Майский выступ является продолжением Батомгского, можно утверждать, что Улканский грабен и Усть-Майская рифтовая зона — ветви единой рифтовой системы, залегающей в основании Алдано-Майского прогиба. Образование уянской серии, скорее всего, присутствуют в разрезе Алданского прогиба, где они перекрывают рифтовую зону.

Исходя из полученных данных, можно наметить основные этапы формирования Усть-Майской рифтовой зоны. Так, заложению впадины предшествовал первый этап — этап формирования нижнепротерозойского первично-осадочного комплекса. Во второй — рифтовый этап заложилась система грабенов и горстов сопровождаемая проявлениями вулканизма и излиянием магм. На третьем этапе в раннем протерозое и рифее рифтовая зона была погребена мощной терригенно-вулканогенной толщей. В конце раннего рифея формирование Усть-Майского рифта завершилось.

Проведенные сейсморазведочные исследования показали, что *рифейский структурный ярус* разделяется на структурно-тектонические комплексы, характеризующие этапы образования Алданской и Майской впадин в рифее, что ранее было установлено геологоразведочными работами в Нелькано-Кыллахской зоне.

*Нижнерифейский структурный комплекс* вскрыт Мокуйской скважиной на глубине 1839 м. Комплекс сложен учурским типом разреза нижнерифейских образований (В.В.Граусман с соавторами, 1998). По сейсморазведочным данным общая толщина комплекса в районе Мокуйской скважины составляет не менее 1600 м. Нижнерифейские образования вскрываются во фронтальной зоне Нелькано-Кыллахской зоны и в ядре Горностахской антиклинали, где толщина комплекса возрастает до 3800 м [2]. Проведенные сейсморазведочные работы показали, что нижнерифейский тектонический этап начался с заложения серий тектонических нарушений по борту впадины и общим опусканием архейско-раннепротерозойского основания впадины. В позднерифейское время произошла тектоническая активизация территории, проявившаяся формированием в центральной части Алданской впадины Нижнемайского выступа. Его размеры 50–75 км, амплитуда 500 м. Выступ образовался в конце раннего рифея, его кровельная часть была размыва в ходе продолжительного перерыва,

предшествующего началу среднерифейского цикла осадконакопления. Нижнерифейские отложения отсутствуют в Майской впадине и в своде Майского выступа, где в раннерифейское время существовал палеовыступ размером 50–100 км (см. рис. 2).

*Среднерифейский комплекс* залегают на нижнерифейском с размывом и угловым несогласием. Как следует из данных бурения Мокуйской скважины, среднерифейские отложения Алданской впадины представлены тоттинской свитой мощностью 355 м. В пределах Майского прогиба наблюдается увеличение толщины комплекса в сторону Нельканского надвига, где во фронтальной части надвига мощность среднерифейских образований достигает 2800 м. Здесь в подошве среднерифейских пород вскрывается тоттинская свита сложенная переслаиванием аргиллитов и песчаников мощностью 670 м. По данным сейсморазведочных работ установлено, что в пределах локальных выступов Алданского прогиба верхняя часть среднерифейского комплекса размыва. К северу от него выявлена зона увеличенной толщины комплекса шириной 15 км в плане, находящаяся в пределах Усть-Майской рифтовой зоны (см. рис. 2). Представляется, что в конце среднерифейского времени имела место тектоническая активизация рифтовой зоны. Этот вывод весьма важен, так как из него следует, что наиболее полные разрезы среднерифейских отложений, в т.ч. нефтеперспективные малгинская и ципандинская свиты [3, 8], в пределах западной части Алданской впадины контролируются зоной Усть-Майского рифта (см. рис. 2).

В ходе перерыва, предшествующему верхнерифейскому тектоническому этапу, Алданская и Майская впадины, Нижнемайский и Майский выступы были эродированы.

*Верхнерифейский комплекс* погружается в восточном направлении до 5000 м (см. рис. 1, А). К востоку в пределах Нелькано-Кыллахской надвиговой зоны мощность комплекса 1750—4270 м.

Тектоническая активность изучаемой территории в позднем рифее существенно снизилась и проявилась лишь в асимметричном строении верхнерифейского бассейна. В ходе общего погружения имели место замедления, перерывы в осадконакоплении, приведшие к цикличному типу строения верхнерифейских толщ, отчетливо отображаемого на временных разрезах (между отражающими горизонтами  $R_3$ ,  $R_3[1]$ – $R_3[8]$ ). Как видно на разрезах, верхнерифейский комплекс плащеобразно перекрывает весь Алдано-Майский прогиб (см. рисунки 1 и 2). Нужно отметить, что верхнерифейские отложения в волновом поле характеризуются выдержанностью строения и мощности. Литофациальные изменения в пределах циклитов проявляются в последовательной смене сейсмических аномалий с запада на восток по мере увеличения их толщин. Каждый циклит характеризуется своей сейсмофациальной картиной. Пока-



зано, что циклит, заключенный между  $R_3$  и  $R_3^1$ , соответствует лахандинской подсерии верхнего рифея. Вышезалегающая толща, заключенная между  $R_3[1]-R_3[6]$  соответствует кандыкской серии. Уйская серия находится в восточной, погруженной части прогиба.

Формирование Алдано-Майского прогиба завершилось осушением и глубоким размывом территории в предвендское время. В вышележащем венд-нижнепалеозойском ярусе Алданская впадина и Якутский свод не проявляются (см. рис. 1, В).

Как показано на картах (см. рис. 1), проведенными сейсморазведочными работами выявлена крупная валообразная структура, названная Куолумским валом, погружающаяся в северо-восточном направлении вдоль южного склона Якутского свода. Вал разделяет южный склон свода и северный борт Алданского прогиба. Размеры вала 155 35 км.

**Венд-нижнепалеозойский ярус** характеризуется резким уменьшением масштабов тектонических проявлений по сравнению с протерозойскими тектоническими циклами. Ярус разделяется на структурно-тектонические комплексы, характеризующие этапы формирования Алданской и Майской впадин в венде и кембрии.

**Вендский комплекс.** По данным бурения установлено сокращение мощности отложений венда в северо-восточном направлении от 163 м в Мокуйской скважине и до 58 м в Хочомской. Как показано на карте и разрезе, вендский комплекс характеризуется пологомоноклинальным залеганием с погружением в северо-восточном направлении под Алданскую ветвь Предверхоаянского прогиба (см. рис. 2). В южной части Алданской впадины по подошве вендских отложений проведенными сейсморазведочными работами выявлен Майский выступ (см. рисунки 1, В и 2). Выступ размерами 110 100 км имеет амплитуду 600 м. С севера он ограничен Алданским разломом, амплитуда которого нарастает в юго-западном направлении с первых метров до 100 м и более (см. рис. 1, В). С юга выступ ограничен Дыгдинским валом и оперяющимися его разломами, с востока — Кыллахской надвиговой зоной. В плане структура соответствует Майскому выступу фундамента. В его пределах прогнозируется Майская неантиклинальная ловушка углеводородов.

**Кембрийский комплекс.** Нижнекембрийские образования представлены пестроцветной, иниканской свитами. На западе площади горизонтально-слоистые сейсмофации пестроцветной свиты переходят в сейсмофации клиноформ, сложенных рифогенными и косослоистыми телами. К востоку эти сейсмофации переходят в горизонтально-слоистые сейсмофации хочомской свиты. Иниканская свита в волновом поле характеризуется высокоамплитудным отражением, уверенно выделяемым на временных разрезах.

**Усть-Майская средне-верхнекембрийская толща.** По результатам проведенных работ в отложениях

свиты установлено существование средне-верхнекембрийского рифогенного комплекса. Методами СС анализа выявлены литофациальные комплексы: Танхайско—Усть-Мильский склоново-шельфовый; Восточно-Якутский рифогенный; Кербинская толща заполнения.

**Восточно-Якутский сейсмофациальный комплекс, сейсмофации рифов, приустьевой части дельты** (см. рис. 1, В). По результатам проведенного СС анализа выделены Нижне- и Верхненоторский барьерно-рифовые комплексы (см. рис. 1, В). В плане рифовые тела прослежены в виде двух зон общей шириной 20—40 км, протяженностью свыше 220 км. В целом зона барьерных рифовых построек объединяется в Восточно-Якутский барьерно-рифовый средне-верхнекембрийский комплекс. В этой зоне выявлена Верхненоторская неантиклинальная ловушка углеводородов (см. рис. 1, В). **Сейсмофация приустьевой части дельты** прослежена вдоль шельфового склона, где залегает на нем с резким угловым несогласием. К востоку на шельфовом склоне намечена рифовая постройка. Размеры ее составляют 50 6 км (см. рис. 1, В).

**Мезозойский структурно-тектонический ярус** залегает с глубоким размывом на кембрийских образованиях. В северной части Алданского прогиба установлено субсогласное залегание венд-кембрийского и мезозойского ярусов, на юге выявлено угловое несогласие между ярусами.

**Мезозойский надвиговой комплекс** представлен Нелькано-Кыллахской надвиговой зоной. Формирование Нелькано-Кыллахской надвиговой зоны проходило в несколько этапов и завершилось в позднем мезозое (Л.М.Парфенов, А.В.Прокопьев, 1986, 1989).

Сейсморазведочными работами изучен Кыллахский надвиг (см. рисунки 1, В и 2). Установлено сложное строение надвига. Срыв надвига шел по нижнерифейским отложениям. Надвиг сложен тремя пластинами. Средняя пластина выходит на дневную поверхность к востоку от площади работ на восточном склоне антиклинали, где закартировано несогласие между верхне- и среднерифейскими отложениями (см. рис. 1, А). Величина горизонтального сдвига пород превышает 10 км. В пределах Кыллахского надвига выявлены отражающие горизонты  $R_3$ ,  $R_3^1$ , согласующиеся с данными геологической съемки (см. рисунки 1, А и 2).

Фронтальная зона Нельканского надвига представляет собой серию из двух взбросов. Срыв шел по подошве верхнерифейских образований. Величина горизонтального сдвига рифейских пород превышает 10 км (см. рисунки 1, А и 2).

В результате проведенных региональных исследований получены сейсморазведочные данные, позволившие существенно расширить представления о геологическом строении Алдано-Майского прогиба. Необходимо продолжение исследований прогиба с применением сейсморазведки, гравиметрии, маг-

нитометрии, геохимии и электроразведки, а также тематических исследований, охватывающих все аспекты геологии Алдано-Майского прогиба и Нелькано-Кыллахской зоны — тектоники, литологии, истории геологического развития, перспектив открытия жидких и твердых полезных ископаемых.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Волкодав И.Г., Стариков А.И., Ян-Жин-Шин В.А.* Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. —Новосибирск, 1978. С. 12—20.
2. *Геология Якутской Автономной Республики.* —М.: Недра, 1981.
3. *Илюхин Л.Н.* Нефтематеринские и коллекторские свойства майской и уйской серии рифейских отложений восточного склона Алданского щита. —Якутск, 1968.
4. *Истомин И.Н.* Раннепротерозойские перикратонные мульды и металлогения раннего докембрия восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2007. № 1 С. 58—33.
5. *Кушев В.Г., Сеницын А.В., Мишин В.М., Наталов Л.М.* Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 61—74.
6. *Мезенцев А.В., Нестеренко А.П., Сухоруков В.И., Ян-Жин-Шин В.А.* Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 19—29.
7. *Мокшанцев К.Б., Горштейн Д.К.* Тектоническое строение Якутской АССР. —М.: Наука, 1964.
8. *Муравлев В.М., Нужнов С.В.* Перспективы нефтегазоносности позднедокембрийских отложений в бассейне течения р.Май // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961.
9. *Пейтон Ч.* Сейсмическая стратиграфия. Т. 1, 2. —М., 1982.
10. *Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А.* Палеогеографическая характеристика Сибирской платформы в кембрии. Тезисы докладов / Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов. —Якутск, 1966.
11. *Пояснительная записка к государственной геологической карте СССР, Р-53, О-53, листы масштаба 1:200 000.*
12. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
13. *Хабаров Е.М.* Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1149—1169.
14. *Шановалова И.Г.* Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северо-восточной части Юдомо-Майского прогиба. —Новосибирск: Наука, 1974.

## **Зоны сокращенной мощности земной коры на территории сейсмического пояса Черского**

М.Ф.ТРЕТЬЯКОВ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Анализ геолого-геофизических материалов по строению земной коры Верхоянской складчатой зоны показывает, что сейсмическая активность пояса Черского пространственно совпадает с областью наименьшей мощности земной коры. Установлено, что сейсмические зоны пояса Черского приурочены к зонам утонения консолидированного слоя, которые представлены прогибами в фундаменте или погребенными палеорифтовыми структурами. Рассмотрены различные причины возникновения утоненной земной коры Верхояно-Колымских мезозоид.

*Ключевые слова:* мощность земной коры, консолидированный слой, палеорифт, сейсмический пояс Черского.

Третьяков Максим Феликсович, gharta@mail.ru

## **Zones of reduced thickness of earth crust in territory of a Chersky seismic belt**

M.F.TRETYAKOV

The analysis of geological and geophysical materials on a structure of earth crust of the Verkhoyansk folded zone shows, that seismic activity of a Chersky belt spatially coincides with area of the least thickness of earth crust. It is installed, that seismic zones of a Chersky belt gravitate to zones of abbreviation of the consolidated layer which are presented by bending flexures in the basement or structures of the buried paleorifts. The various reasons of origination of the reduced thickness of earth crust of the Verkhoyansk-Kolyma folded system are discussed.

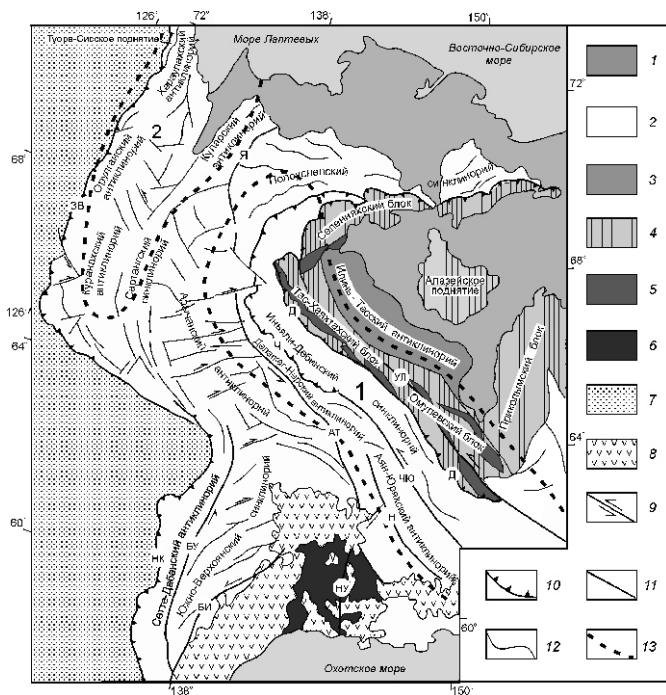
*Key words:* thickness of earth crust, consolidated layer, paleorift, Chersky seismic belt.

Пояса современной сейсмичности мира расположены как в континентальных, так и в океанических областях Земли. Практический интерес представляют сейсмические пояса материковых областей и их окраин, поскольку они являются опасными зонами для жизнедеятельности людей. В геологическом отношении сейсмические зоны и пояса протягиваются вдоль активных окраин континентов и внутриконтинентальных коллизионных и аккреционных орогенных поясов позднемезозойско-кайнозойского возраста. Один из таких сейсмически активных поясов — внутриконтинентальный сейсмический пояс Черского, находящийся на Северо-Востоке России в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы на территории Восточной Якутии и Магаданской области [14, 24].

Сейсмичность пояса Черского пространственно тяготеет к одноименной горной системе с рядом кайнозойских межгорных впадин, вытянутых в северо-западном направлении. Крупными из них являются Сеймчанская, Нижнеомская, Верхнеомская, Кыринская межгорные впадины и другие более мелкие, которые, по мнению большинства геологов, составляют внутриконтинентальную Момскую рифтовую зону. Предполагается, что эта система кайнозойских впадин совместно с сейсмическим поясом Черского, от устья р.Лена до Гижигинской губы, трассирует границу между Евразийской и Северо-Американской

литосферными плитами [7, 9, 18]. В пределах континентальной области или Верхоянского складчатого пояса пояс Черского по сеймотектоническим особенностям подразделяется на две зоны: Хараулахскую сейсмическую зону и сейсмическую зону хр.Черского, по изучению которых накоплен большой фактический материал геологических, неотектонических, геоморфологических и тектонофизических данных обобщенных в двух монографиях [8, 10].

В пределах рассматриваемой территории сейсмический пояс Черского пространственно совпадает с разными тектоническими элементами западной части Верхояно-Колымских мезозоид. Юго-восточная часть этого пояса или сейсмическая зона хр.Черского развивается вдоль зоны сочленения Верхоянского складчатого пояса с Колымо-Омолонским супертеррейном (рис. 1). Данный район относится к внутренней зоне Верхояно-Колымской складчатой системы или коллизионному поясу Черского [17] и характеризуется сложными тектоническими дислокациями, скучиванием и перемешиванием разнородных геодинамических блоков в результате надвиго- и сдвигообразования и пронизана поясами позднемезозойских гранитных батолитов. Здесь в составе тектонических единиц Верхоянского складчатого пояса выделяются Делакаг-Нерский и Аян-Юряхский антиклинории, Инъяли-Дебинский синклинорий, а в составе Колымо-Омолонского супертеррейна — Тас-Ха-



**Рис. 1. Схема соотношения тектонических структур Верхояно-Колымской складчатой системы с зонами сейсмического пояса Черского:**

1 — чехол кайнозойских отложений; 2 — Верхоянская складчатая зона; 3 — Илинью-Тасский антиклинорий; 4 — поднятия—блоки Колымо-Омолонского супертеррейна; 5 — Уяндина-Ясачненский вулканогенный пояс; 6 — Охотский массив; 7 — Сибирская платформа; 8 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 9 — сдвиги; 10 — надвиги; 11 — прочие разломы; 12 — геологические границы; 13 — границы сейсмической зоны хр.Черского (1) и Хараулахской сейсмической зоны (2); главные разломы: ЗВ — Западно-Верхоянский, НК — Нелькано-Кыллахский, Д — Дарпирский, УЛ — Улахан, Я — Янский, Ч — Чаркы-Индибирский, ЧЮ — Чай-Юрюинский, АТ — Адыча-Тарынский, ТН — Тенькинский, НУ — Нют-Ульбейский, БИ — Билякчанский, БУ — Бурхайнский

яхтахский и Омудевский палеозойские блоки с Уяндина-Ясачненским вулканическим поясом.

Северо-западная часть сейсмического пояса Черского или Хараулахская сейсмическая зона пространственно связана со структурами Хараулахского, Орулганского, Куранахского, Куларского антиклинориев и Сартангского синклиория Верхоянского складчатого пояса (см. рис. 1), которые относятся к внешней зоне Верхояно-Колымской складчатой системы и находятся на значительном удалении от зоны сочленения Верхоянского складчатого пояса с Колымо-Омолонским супертеррейном.

Таким образом, рассматриваемый пояс расположен на разнородных докайнозойских тектонических элементах Верхояно-Колымской складчатой системы. Однако эти разнородные тектонические элементы

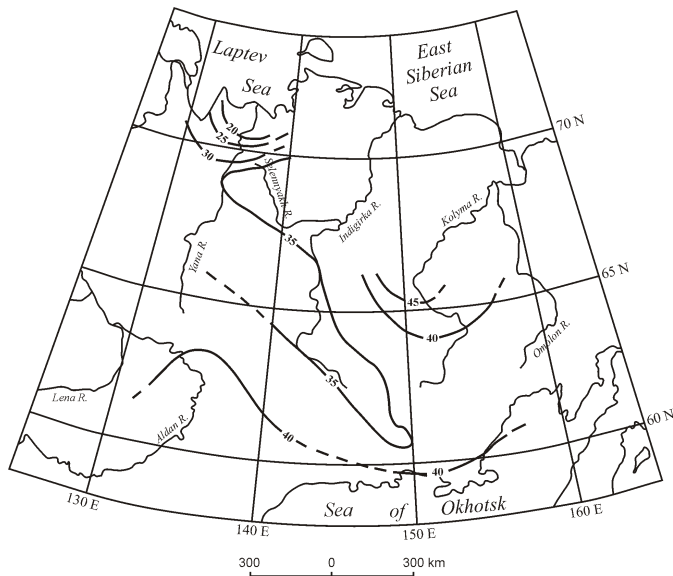
объединяет то, что они подстилаются областью утоненной земной коры. По материалам раннего периода геофизических исследований 1950—1970 годов данной территории [14, 15, 16], положение поверхности Мохо, рассчитанное по данным гравиметрическим и точечного сейсмического зондирования, под центральной частью Западного Верхоянья в районе хр.Орулган залегает на глубине 39 км. Юго-восточнее в бассейне р.Томпо поверхность Мохо находится на глубине 30 км. Далее к северо-востоку под структурами восточного обрамления Верхоянской складчатой зоны поверхность Мохо опускается до 37 км, а под структурами коллизионного пояса Черского — до 40 км. Отмечается, что рельеф поверхности Мохоревича сложный и величина колебания между его положительными и отрицательными формами составляют 10—13 км. Следовательно, еще в ранних работах обращалось внимание на существование участков более тонкой коры толщиной 27—30 км под Верхоянским складчатым поясом.

Более поздние определения мощности земной коры были выполнены геофизическими исследованиями в последние 20 лет [23, 30]. По данным работы [30], в которой проанализированы также геофизические материалы других исследователей [1, 3, 23], выяснилось, что под сейсмическим поясом Черского и, соответственно, под структурами западной части Верхояно-Колымских мезозоид расположена обширная область утоненной земной коры, мощность которой 35 км (местами и менее), тогда как в пределах смежных территорий толщина коры 40—45 км [24]. В целом эта неровная извилистая в плане область утоненной коры (рис. 2) прослеживается под структурами Верхоянского складчатого пояса: от нижнего течения р.Яна на севере до верховья р.Колыма на юго-востоке и может быть названа Яно-Колымской.

Некоторые особенности строения Яно-Колымской области утоненной земной коры выявляются также по данным исследований структуры поверхности рельефа консолидированной коры Верхоянского складчатого пояса. Так, характеристика рельефа консолидированной коры (фундамента) этого складчатого пояса, составленная на основе интерпретации гравиметрических материалов [28], представлена на рис. 3. На ней отчетливо видно, что расчлененная, неровная поверхность рельефа консолидированной коры характеризуется развитием глубоко погруженных и поднятых участков разных направлений.

Наиболее протяженные и погруженные линейные зоны поверхности консолидированной коры (фундамента) соответствуют прогибам. Так, Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский прогибы выделяются на западной окраине Верхоянского складчатого пояса или вдоль его границы с Сибирской платформой, а Полоусненский и Иньяли-Дебинский — вдоль восточной окраины Верхоянского складчатого пояса, где он сочленяется с Колымо-Омолонским супертеррейном (см. рис. 3).





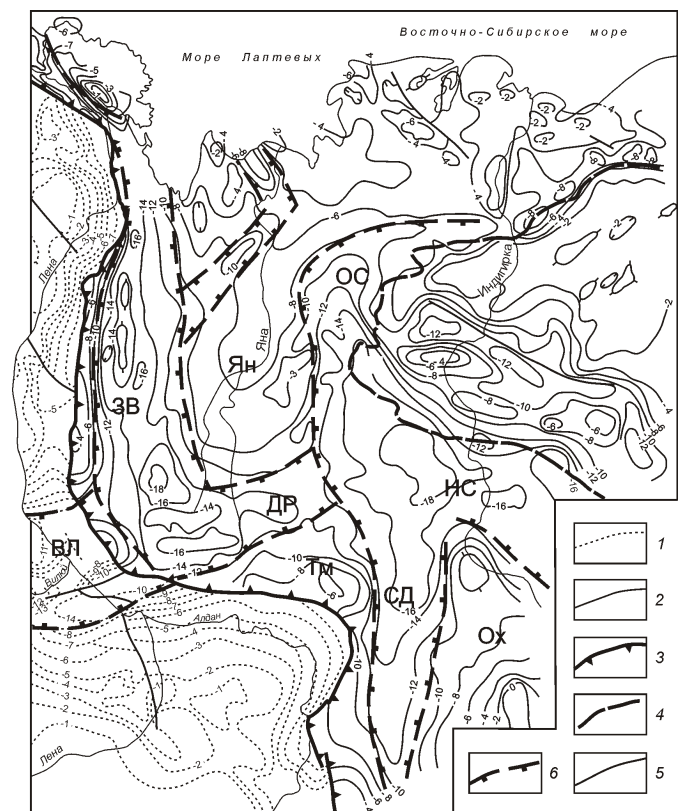
**Рис. 2.** Схема мощности земной коры Верхояно-Колымской складчатой системы. По работе [30] с упрощениями

Эти прогибы, согласно современным представлениям о тектонической природе структур основания Верхоянского складчатого пояса представляют собой погребенные среднепалеозойские рифтовые грабены, перекрытые терригенными отложениями верхоянского комплекса [24, 25]. Согласно этой точке зрения, в основании складчатого пояса выделены пять погребенных палеорифтовых структур: Западно-Верхоянский, Южно-Верхоянский, Дербекинский, Ольджойский и Нерский палеограбены (см. рис. 3). Под центральной частью погребенного Западно-Верхоянского палеорифтового грабена раздробленная поверхность фундамента опущена до глубин 14—16 км, местами до 18 км. Под Южно-Верхоянским или Сетте-Дабанским [12] палеограбеном дно палеорифтовой структуры расположено на глубине от 12 км на юге до 16 км на севере. Дно Дербекинского палеограбена с северо-востока на юго-запад погружается от 12 до 16 км. Структуры Полоусненского и Иньяли-Дебинского прогибов в поперечном разрезе выглядят как полуграбены (уцелевшие половины полных палеограбенов) и названы соответственно Ольджойской и Нерской погребенными ступенями. Наибольшая глубина погружения поверхности фундамента в западной части Ольджойской ступени оценивается в 8—14 км, а в Нерской — 16—18 км (см. рис. 3).

По известным значениям наибольших глубин погружения поверхностей центральных частей погребенных линейных палеорифтов и глубин залегания поверхности Мохо под ними можно приблизительно вычислить мощность консолидированной коры под указанными палеорифтовыми структурами (без учета осадочных комплексов, выполняющих грабены). Так, под Западно-Верхоянским палеограбеном мощ-

ность консолидированной коры сокращена до 19—21 км, под Сетте-Дабанским (Южно-Верхоянским) грабеном — от 28 км на юге до 21 км на севере. Под дном Дербекинского палеограбена мощность нарушенного фундамента составляет 23—21 км и под Ольджойской ступенью — 29 км на востоке и 21 км на западе и под Нерской — 19—17 км.

Приведенные геолого-геофизические материалы по строению земной коры отчетливо показывают, что под Верхоянским складчатым поясом расположена область утоненной земной коры. В пределах этой Яно-Колымской области с утоненной земной корой выделяются протяженные глубокие отрицательные линейные прогибы (см. рис. 3): Западно-Верхоянский, Дербекинский, Ольджойский, Нерский и Сетте-Дабанский погребенные рифтовые грабены среднепалеозойского возраста, перекрытые терри-



**Рис. 3.** Схема рельефа консолидированной коры и погребенных рифтовых грабенов (прогибов) Восточной Якутии. С использованием работы [28]:

изогипсы поверхности (в км): 1 — кристаллического фундамента Сибирской платформы и 2 — консолидированной коры Верхояно-Колымской складчатой системы; надвиги: 3 — западной границы Верхоянской складчатой зоны и 4 — ограничивающие структуры Колымо-Омолонского супертеррейна; 5 — прочие разломы; 6 — границы грабенов (ЗВ — Западно-Верхоянский, СД — Сетте-Дабанский, ДР — Дербекинский, ВЛ — Вилойский, ОХ — Ольджойский, НС — Нерский); поднятия: Ян — Янское, Тм — Томпонское, Ох — Охотское

генными отложениями верхоянского комплекса, которые маркируют зоны с наиболее утоненным, ослабленным консолидированным слоем земной коры.

Один из вариантов решения проблемы существования Яно-Колымской области утоненной земной коры в пределах Верхояно-Колымских мезозоид изложен в работе [30]. Эти исследователи предполагают, что данная область утоненной земной коры является современной и возникла в плиоценовую эпоху растяжения в связи с подъемом мантийного вещества и образованием систем кайнозойских впадин Момского рифта по модели Вернике, т.е. практически над рифтовым сбросом, полого рассекающим всю толщину континентальной коры. При этом предполагается, что Яно-Колымская область утоненной земной коры располагалась над его юго-западным висячим крылом. Однако все впадины бассейнов рек Адыча, Нера и Момского рифта не являются четко выраженными структурами растяжения — симметричными или односторонними рифтовыми грабенами, ограниченными сбросами, а относятся к категории межгорных и приурочены или расположены в зонах крупных сдвиговых разломов.

В частности Иргичанская и Уяндинская впадины на северо-западном окончании Момского кайнозойского рифта рассматриваются как структуры «pull-apart», образовавшиеся в зонах сдвигов во время процесса горообразования [20]. Впервые идея о присдвиговом формировании кайнозойских впадин Момского рифта была выдвинута в работе [14]. Кроме того в плиоценовое время формируются горные хребты Якутии и, в частности, хр.Черского [20], что также не соответствует процессам растяжения. По данным других исследователей [8, 10] большая часть кайнозойских впадин характеризуется тектоническими деформациями, связанными с процессами сжатия — надвиговые и сдвиговые разрывные нарушения, нередко в ассоциации с мелкими складчатыми структурами. Установлено также, что в пределах сейсмического пояса Черского неизвестны какие-либо крупные разломы сбросового типа за исключением развития локальных сбросов в Хараулахской зоне. О преобладании условий сжатия в данном регионе свидетельствуют также фокальные механизмы современных землетрясений вдоль этого пояса [8, 10].

Существующие в настоящее время в пределах Верхоянского складчатого пояса районы с высоким уровнем теплового потока, которые иногда совпадают с областью утоненной коры, по мнению авторов работы [30], являются «останцами» плиоценовой эпохи растяжения. Так, например, в районе пос.Усть-Нера значения теплового потока достигают  $84 \text{ мВт/м}^2$ , снижаясь до  $67 \text{ мВт/м}^2$  у пос.Батагай [8, 30]. Однако более высокие значения теплового потока  $100 \text{ мВт/м}^2$  характерны для участков с более мощной корой, например в Южном Верхоянье (район пос.Нежданинское). И наоборот, на территории

хр.Кулар, где устанавливается наиболее тонкая часть земной коры, значения теплового потока оказываются более низкими  $46 \text{ мВт/м}^2$ . Предполагается, что в Янском районе это несоответствие может быть обусловлено воздействием мощных мерзлотных толщ, снижающих реальные значения теплового потока. Из всего этого авторы работы [30] делают вывод, что участки с высоким тепловым потоком не всегда совпадают с зонами сокращенной земной коры Верхоянского складчатого пояса. Более того, наиболее высоко поднятая поверхность Мохо или наиболее утоненная мощность земной коры расположена на территории Янского района, т.е. за пределами главной зоны сейсмичности — кайнозойской Момской рифтовой зоны сейсмического пояса хр.Черского. Изложенное показывает, что поиски прямых связей образования Яно-Колымской области утоненной земной коры с кайнозойскими процессами вызывают определенные затруднения.

Другие исследователи предполагают, что геодинамическая обстановка кайнозойского времени в западной части Верхояно-Колымских мезозоид характеризовалась чередованием эпох сжатия и растяжения [22]. Однако можно допустить, что эпизоды растяжения реализовывались в локальных отрицательных структурах и происходили на фоне общего сжатия в зонах сдвиговых разломов. Некоторое влияние на формирование области утонения земной коры, по-видимому, оказывали не только относительно высокое положение поверхности Мохо, но и эрозия терригенных отложений складчатых структур горных сооружений в кайнозойское время. Так, мощность размытых, эродированных осадочных толщ в пределах горных сооружений Верхоянского складчатого пояса оценивается в среднем  $4\text{—}6 \text{ км}$  [5].

Однако причина и время подъема мантийного вещества, обусловившего залегание его поверхности на уровне  $35 \text{ км}$ , остается пока не ясной. Возможно, это связано с вступлением рассматриваемой территории в этап кайнозойского процесса растяжения, поскольку мелкофокусные землетрясения (до глубин  $30\text{—}35 \text{ км}$ ) сопровождают начальные стадии заложения рифтовых зон, где отмечается подъем мантийных масс к поверхности [2, 26]. Или как предполагают некоторые исследователи сейсмический пояс Черского является континентальным продолжением структур растяжения и сейсмичности спредингового хр.Гаккеля Северного Ледовитого океана и Лаптевоморской рифтовой системы шельфа моря Лаптевых [6]. Этому как будто не противоречит то, что Яно-Колымская область утоненной земной коры в целом выклинивается с северо-запада на юго-восток.

Предлагается альтернативный вариант существования области утоненной коры под Верхоянским складчатым поясом. Суть его состоит в том, что зоны с утоненной мощностью коры являются реликтами древних структур растяжения, образованных в про-

цессе неоднократного рифтогенеза и сохранившиеся на поверхности древней пассивной окраины в основании Верхоянского складчатого пояса.

Модель образования пассивной континентальной окраины достаточно хорошо известна и изложена во многих публикациях [2, 26, 27, 31]. Согласно этой модели, основанной на изучении строения континентальных побережий современной Атлантики, пассивная окраина формируется в третью (зрелую) стадию «цикла Вилсона» на плечах континентальных рифтовых структур, которые далеко отодвигаются друг от друга с образованием между ними океанического бассейна. Континентальная кора пассивных окраин, как правило, утонена, а основные тектонические структуры поверхности фундамента представлены системой рифтовых горстов и грабенов, ограниченных сбросами.

Признаки утонения континентальной коры с разрушением ее снизу и сверху в процессе рифтогенеза устанавливаются в основании многих пассивных окраин как современных, так и древних: на восточном побережье Атлантического океана или в основании Аппалачской и Кордильерской складчатых областей.

Во время существования режима континентальной пассивной окраины ее земная кора испытывает утолщение и наращивается в основном за счет накопления на ней мощных осадочных толщ, проградирующих в сторону океана. Неровная поверхность фундамента или палеорифтовые структуры пассивной окраины при последующих тектонических орогенных процессах, когда пассивные окраины превращаются в складчатые пояса, не испытывают каких-либо существенных изменений, а консервируются и сохраняются.

Это отчетливо видно на примерах хорошо изученных складчатых областей Северной Америки. Так, Кордильерский складчатый пояс Северной Америки с хорошо изученным глубинным строением характеризуется тем, что в его основании устанавливаются палеограбены, сформированные в условиях рифтогенеза на пассивной континентальной окраине. Эти структуры растяжения и, соответственно, утоненный фундамент, практически не претерпели изменений в процессе последующей складчатости. Такое положение справедливо и для территории Аппалачского складчатого пояса, структуры поверхности основания которого имеют сходное тектоническое строение с поверхностью фундамента Верхоянского складчатого пояса. Так, вдоль Аппалачей простирается Аппалачская или Ньюаркская позднеtriasово-раннеюрская рифтовая система, сформированная на структурах позднепалеозойского коллизионного пояса [13]. Следует обратить внимание на то, что именно вдоль этой погребенной рифтовой системы в Аппалачах устанавливается пояс современной сейсмичности [26, 29].

Все основные элементы строения земной коры, характерные для пассивных палеоконтинентальных окраин, выявляются и в основании Верхоянского складчатого пояса. Основным признаком существова-

ния Палеоверхоянской пассивной окраины — наличие огромного проградационного комплекса терригенных пород, который наращивается в восточном направлении и свидетельствует о существовании к востоку от пассивной окраины в верхнем палеозое — нижнем мезозое малого океанского бассейна, закрывшегося в конце раннего мела с образованием Верхояно-Колымской складчатой системы [19, 20].

Формирование складчатых областей обычно сопровождается процессами гранитизации и образованием утолщенной континентальной коры. Однако геофизические исследования земной коры Верхоянского складчатого пояса показали, что в пределах его существуют области с утоненной континентальной корой [23]. Более поздние исследования подтвердили эти данные и позволили оконтурить, хотя и не повсеместно, районы земной коры, мощность которых сокращена до 35 км [30]. Следует предполагать, что возникновение Яно-Колымской области с утоненной корой обусловлено неоднократным развитием доверхнепалеозойских рифтогенных структур, выделяющихся в основании Верхоянского складчатого пояса многими исследователями, изучавшими этот регион [4, 11, 12].

Сохранение структур растяжения среднепалеозойского рифтогенеза в фундаменте Верхоянского складчатого пояса, по-видимому, было обусловлено также неординарными условиями позднемезозойской коллизии, на которые впервые обратил внимание Л.М.Парфенов [19]. Согласно его идее предполагается последовательная смена направления движения Колымо-Омолонского супертеррейна при его столкновении с восточной окраиной Сибирского континента. В дальнейшем эта модель была детально развернута в работах [17, 21].

В первый начальный этап столкновения — с конца юрского времени (титон) до конца неокома, Колымо-Омолонский супертеррейн двигался на запад и столкнулся с восточной окраиной Сибирского континента. В этот этап были сформированы основные складчато-надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса. С данным этапом также связано становление интрузивных батолитов Главного гранитного пояса. На втором этапе позднемезозойской коллизии — в барреме и начале апта — произошла смена направления движения Колымо-Омолонского супертеррейна с запада на север. Образование новой субширотной фронтальной тектонической зоны в результате смены направления движения супертеррейна маркируется формированием интрузий Северного гранитоидного пояса батолитов, более молодых по возрасту, чем гранитоиды Главного пояса [24], а также покровных и складчато-надвиговых дислокаций северной вергентности в пределах Полоусненской и Селенных-Улахан-Сисской складчатых зон. В это время на юго-западе Колымо-Омолонского супертеррейна и в прилегающих к нему структурах Верхоянского складчатого поя-



са процессы фронтального сжатия сменяются северо-западными сдвиговыми горизонтальными движениями складчатых блоков относительно друг друга [17, 21]. В обширной зоне сочленения Верхоянского складчатого пояса с Колымо-Омолонским супертеррейном происходит трансформация систем разломов раннего этапа (Адыча-Тарынского, Дарпир, Улахан и др.) в левосдвиговые и образование новых разрывных нарушений.

Таким образом, со времени второго этапа в связи со сменой направления движения Колымо-Омолонского супертеррейна на север к западу от коллизионного пояса Черского были существенно ослаблены процессы интенсивного тектонического сжатия и утолщения континентальной коры. Соответственно, ослабление напряжений и изменение направления фронтального сжатия земной коры с широтного на долготное в определенной степени повлияло и привело к сохранению в основании Верхоянского складчатого пояса участков погребенных палеорифтовых структур с утоненной консолидированной корой, которые и были установлены в результате геофизических исследований [23, 30] в области современного сейсмического пояса Черского.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобровников В.А., Измайлов Л.И. Современная структура и геодинамика земной коры юго-восточной части Яно-Колымской системы // Геофизические исследования при решении геологических задач. —Магадан, 1989. С. 5—23.
2. Буалло Г. Геология окраин континентов. —М.: Мир, 1985.
3. Ващиллов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. —М.: Наука, 1984.
4. Гайдук В.В. Виллойская среднепалеозойская рифтовая система. —Якутск, 1988.
5. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. —М.: Наука, 1979.
6. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43—58.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. —М.: Недра, 1979.
8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмостектоника Северо-Восточной Якутии. —Якутск, 1990.
9. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмостектонические процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 3—17.
10. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмостектоника Якутии. —М.: ГЕОС, 2000.
11. Колодезников И.И., Стручков К.К. Магматизм Хара-Улаха (Якутия). —Якутск, 2001.
12. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. 1977. № 10. С. 59—75.
13. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. —М.: Научный мир, 2004.
14. Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. —Новосибирск: Наука, 1975.
15. Натанов Л.М. (отв. ред.) Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист-52, 53 — Верхоянск. Объяснительная записка. —Л., 1984.
16. Натанов Л.М., Сурмилова Е.П. (отв. ред.) Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист-54, 55 — Хонуу. Объяснительная записка. —Л., 1986.
17. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). —М.: ГЕОС, 2000.
18. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. —Якутск, 1987.
19. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32—43.
20. Парфенов Л.М. Тектоническая эволюция земной коры Якутии в контексте геодинамики севера Тихоокеанского обрамления и металлогенические пояса // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 499—512.
21. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
22. Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. 28. № 5. С. 775—781.
23. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32—36.
24. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
25. Третьяков Ф.Ф. Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 67—70.
26. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. —М.: Изд-во МГУ, 1995.
27. Худoley А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов. Учеб. пособие. —С-Пб, 2004.
28. Штех Г.И., Мокшанцев К.Б. Рельеф консолидированной коры // Тектоника Якутии. —Новосибирск: Наука, 1975. С. 118—121.
29. Bally A.W., Scotese C.R., Ross M.I. North America; plate-tectonic setting and tectonic elements // The geology of North America. Vol. A. The geology of North America. An overview. The Geological Society of America. 1989. Pp. 1—15.
30. Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. Pp. 283—297.
31. Sheridan R.E. The Atlantic passive margin // The geology of North America. Vol. A. The geology of North America. An overview. The Geological Society of America. 1989. Pp. 81—96.



## Землетрясения: ритмические основы долгосрочного прогноза (на примере Якутии)

О.А.ПОМОРЦЕВ, В.Ф.ПОПОВ, С.С.РОЖИН (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Кулаковского, д.50)

Исследована периодичность крупных сейсмических событий в Якутии за последние 100 лет и их связь с динамикой солнечной активности. Установлено, что динамика сильных землетрясений тесно связана с реперными фазами 11-летнего цикла (максимумом и минимумом) и подчинена 22-летнему циклу солнечной активности. Согласно представленному прогнозу в ближайшие годы ожидается усиление динамики сильных землетрясений по ходу 22-летнего цикла в 2013—2015 гг., а также в 2018—2019 гг. Вековое усиление сейсмической активности на территории Якутии должно проявиться ближе к середине XXI в.

*Ключевые слова:* сейсмичность, землетрясения, цикл, ритм, солнечная активность, прогноз.

Поморцев Олег Александрович, fess117@rambler.ru

Попов Владимир Федорович, pvf\_grf@rambler.ru

Рожин Степан Степанович, rssgrf@rambler.ru

## Earthquakes: rhythmic bases of the long-term forecast (on the example of Yakutia)

O.A.POMORTSEV, V.F.POPOV, S.S.ROZHIN

Periodicity of large seismic events in Yakutia for last hundred years and their relation with dynamics of solar activity (SA) are investigated. It is established, that dynamics of strong earthquakes in Yakutia is closely connected with phases of an 11-year-old cycle (maximum and minimum) and it is subordinated to 22-year-old cycle SA. According to the presented forecast the next years of a 22-year-old cycle, intensification of strong earthquakes in 2012—2015, and also in 2018—2019 are expected. Century intensification of seismic activity on the territory of Yakutia should be about in the middle of the XXI-st century.

*Key words:* seismicity, earthquakes, a cycle, a rhythm, solar activity, forecast.

В настоящее время достаточно определенно фиксируется нарастающее напряжение многих, казалось бы, не связанных друг с другом природных процессов, таких как изменение климата Земли, сейсмической и вулканической активности, реакции на эти факторы гляциальных, гидрологических состояний в природе и социальных в обществе. По определению С.В.Калесника подобная последовательность событий, повторяющаяся неоднократно и развивающаяся в одном направлении, называется ритмикой [2].

Известен 11-летний ритм солнечной активности, выражающийся в том, что число солнечных пятен изменяется со временем и что средний период такого изменения равен 11,1 года (закон Швабе—Вольфа). Наиболее плодотворные исследования солнечно-земных связей проводили А.Л.Чижевский, Х.К.Виллет, Л.С.Берг, В.Ю.Визе, М.С.Эйгенсон, Б.М.Рубашев, И.В.Максимов, Т.В.Покровская, А.В.Шнитников, Ю.И.Витинский, А.И.Оля, Б.А.Слепцов-Шевлевич, Е.В.Максимов.

Как пишет А.Л.Чижевский [14, с. 36]: «Солнце пульсирует, и биение пульса нашей дневной звезды передается Земле. Оно замечено в изменениях напря-

женности земного магнетизма и частоты полярных сияний, радиоактивности воздуха и степени ионизации верхних слоев атмосферы, циркуляции атмосферы, содержания озона и космической пыли в воздухе, давлении и температуры воздуха, температуры вод морей и океанов, частоте стихийных бедствий и пульсациях земной коры, в частности, землетрясений и извержений вулканов, подвижках ледников, а также во многих других явлениях. Распространяется «биение пульса» Солнца и на живую природу — людей, растения, животных, микроорганизмы. Земля в прямом смысле слова дышит в ритме Солнца».

Е.В.Максимов, обобщив обширные данные каталогов землетрясений, установил, что на территории России имели место периодические всплески сейсмической активности, кульминировавшие около 1828, 1853, 1875, 1908, 1923 годов. Кроме того, сильные землетрясения имели место в 1903, 1913, 1938, 1948 и 1963 годах [5].

При выделении ритмов продолжительностью в десятки и сотни лет важно определить роль космического фактора, интенсивность которого модулируется 11-летним ритмом солнечной активности и его вари-

ациями. Этот солнечный ритм — стабильный процесс, о чем можно судить по числу солнечных пятен. По ним имеются надежные инструментальные данные за последние 300 лет (рис. 1). Наличие такой стабильности открывает возможность использования солнечного ритма при прогнозировании различных явлений в географической оболочке Земли, в т.ч. и землетрясений.

Важным открытием в исследовании солнечно-земных связей следует признать открытие эффекта влияния магнитного 22-летнего цикла Хэла (определяет ориентацию межпланетного магнитного поля) на динамику природных процессов, в частности, на многолетние изменения крупномасштабной циркуляции. Не менее существенным оказался эффект и 7-летнего магнитного цикла солнечной активности. Изучение этих эффектов может способствовать обоснованию и разработке теоретических основ долгосрочных прогнозов климата и не только климата [9].

Сопоставив вариации частоты ощутимых землетрясений в Байкальской Сибири с ходами солнечной активности К.Геви, С.А. Язева, Н.В.Задонина и др. [3] констатировали, что повышенное число таких землетрясений тяготеет к максимумам солнечного ритма. В то же время повышенное выделение сейсмической активности в виде наиболее мощных землетрясений тяготеет к периодам минимумов солнечной активности, а увеличение частоты событий совпадают с периодами 20, 40 и 70 лет.

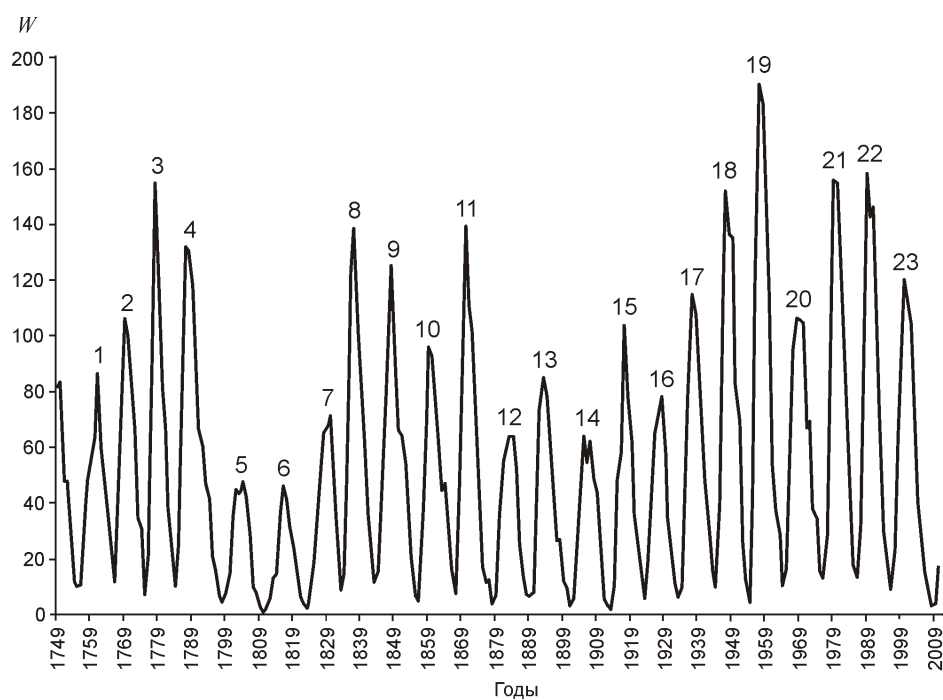


Рис. 1. Цикл Вольфа (W):

8—14 лет; среднее 11,1 года; цифры на кривой — номера 11-летних циклов по Цюриху

По мнению этих авторов, на уровне долгосрочного и среднесрочного прогноза наиболее опасными являются те моменты времени, когда все неблагоприятные обстоятельства складываются воедино, т.е. когда имеет место солнечный минимум и высокая частота ощутимых сейсмических событий и совпадают параметры периодичности как частоты, так и максимумов выделения сейсмической энергии.

**Сейсмические условия Якутии** задаются прежде всего особенностями геологического строения территории. Земная кора охватывает здесь смежные части Евразийской и Северо-Американской плит (рис. 2), которые сближаются в субширотном направлении, что подтверждается высокоточными измерениями на станциях GPS в Якутии, Магаданской области и на Аляске [12].

Евразийская плита представлена Сибирской платформой, а Северо-Американская — Верхояно-Колымской орогенной областью. Сейсмичность на территории Якутии связана в основном с сейсмическим поясом Черского и Олёкмо-Становой сейсмической зоной. Сибирская платформа — древний жесткий блок земной коры, который не подвергался пластическим деформациям в течение последних 1,0—1,4 млрд.лет.

Платформа имеет двухъярусное строение и включает: 1) фундамент, образованный сложно деформированными и измененными (метаморфическими) горными породами; 2) чехол, сложенный пологозалегающими осадочными и вулканическими породами, которые моложе 1,6 млрд.лет. Фундамент на большей части платформы залегает на глубинах от нескольких сотен метров (район г.Якутск) до 10—15 км (район нижнего течения р.Вилюй). На юге (Алдано-Становой щит) и на севере (Анабарский щит, Оленёкское поднятие) фундамент выступает на дневную поверхность.

Южная окраина кратона в районе Алдано-Станового щита, примыкающего за пределами территории республики к Монголо-Охотской шовной зоне, в течение позднего докембрия, палеозоя и мезозоя представляла собой область преобладающего поднятия. Магматизм этой окраины представлен известково-щелочными гранодиоритовыми батолитами Станового поднятия и широко распространенными к северу от него, в пределах Алдано-Станового щита, комплексами субщелочных и щелочных горных пород. Чульман-

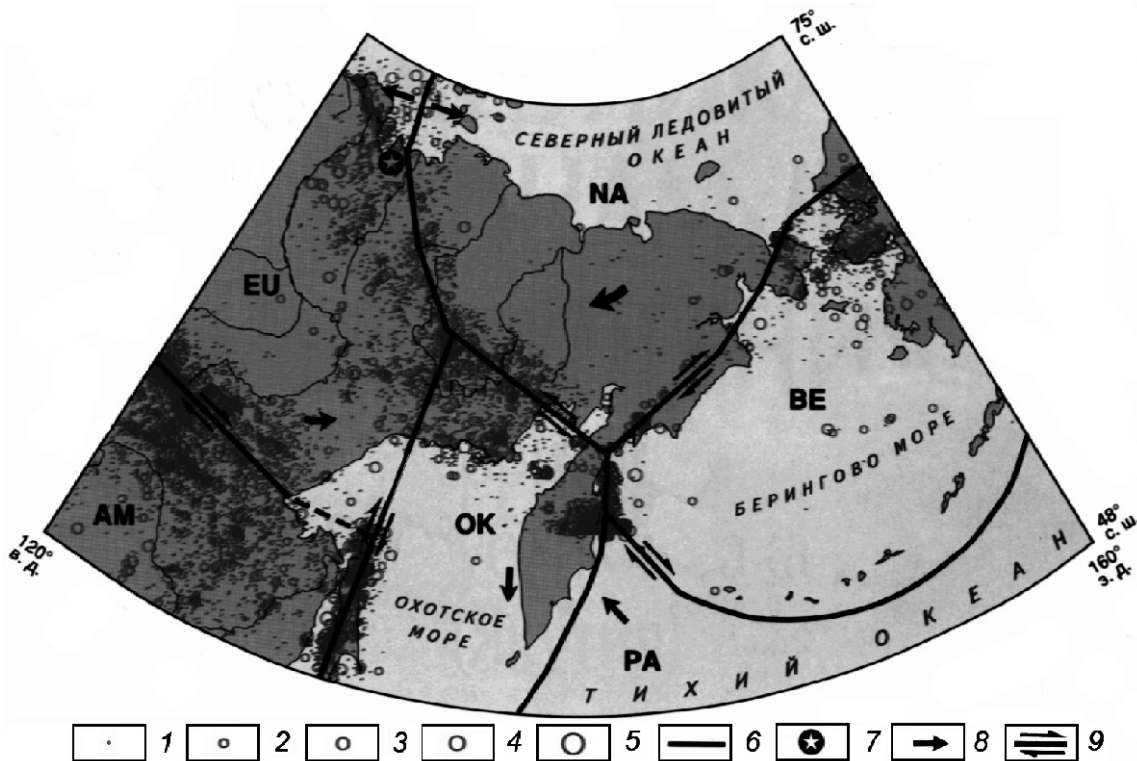


Рис. 2. Схема современной геодинамики северо-востока Азии. По В.С.Имаеву и Б.М.Козьмину [12]:

эпицентры землетрясений различной магнитуды (вдоль Алеутской и Курило-Камчатской вулканических дуг не показаны): 1 — 4,0; 2 — 4,0—4,9; 3 — 5,0—5,9; 4 — 6,0—6,9; 5 — 7,0; 6 — границы литосферных плит и микроплит; 7 — полюс вращения Северо-Американской и Евразийской плит; 8 — направления движения плит и микроплит; 9 — направления сдвигов; плиты: NA — Северо-Американская, EU — Евразийская, РА — Тихоокеанская; микроплиты: AM — Амурская, BE — Берингоморская, ОК — Охотоморская

ская и Токинская впадины, выполненные юрскими и нижнемеловыми угленосными отложениями, являются фрагментами тылового прогиба этой активной континентальной окраины. Амурский супертеррейн (микроконтинент) причленился в поздней юре — начале мела к южной окраине кратона, с чем связаны надвиги архейских пород на южные окраины Чульманской и Токинской впадин [7].

Верхояно-Колымская орогенная область образована деформированными горными породами, которые смяты в складки и нарушены разломами. Возраст этих деформаций позднемезозойский. Они впервые проявились в конце юрского (около 150 млн. лет назад) и завершились в середине мелового периода (около 120 млн. лет назад). Характерны разнообразные магматические породы, в т.ч. крупные плутоны гранитоидов, формирование которых происходило одновременно с тектоническими деформациями.

Верхоянский складчато-надвиговой пояс, который отделяется от платформы протяженными системами пологих надвигов, образован мощным (до 15 км) клином деформированных обломочных пород карбона, перми, триаса и юры. Докембрийский фундамент полого погружается со стороны платформы под Верхоянский пояс, отделяясь от слагающих его мощных

осадочных толщ системами пологих субгоризонтальных срывов. В этом же направлении увеличиваются мощности отложений, и происходит наращивание стратиграфического разреза.

Сейсмический пояс Черского расположен на продолжении спредингового хр. Гаккеля в бассейне Северного Ледовитого океана, который протягивается до структур Атлантического срединно-океанического хребта. Он охватывает шельф моря Лаптевых, районы хр. Черского, смежные районы Магаданской области и через Камчатку соединяется с сейсмическими поясами обрамления Тихого океана, разграничивая Северо-Американскую и Евразийскую плиты на расстоянии более 8000 км [1]. К северо-западу от полюса вращения плит (см. рис. 2) землетрясения происходят в результате растяжения земной коры, а к юго-востоку от него, на всем протяжении хр. Черского — в результате процессов сжатия. В настоящее время в районе хр. Черского Евразийская и Северо-Американская плиты сближаются под косым углом друг к другу, что сопровождается образованием современных надвигов, взбросов и сдвигов.

Олёкмо-Становая сейсмическая зона относится к Байкало-Становому сейсмическому поясу, отделяющему Евразийскую плиту от Амурского блока. Она



протягивается на 1000 км в субширотном направлении вдоль южной окраины Евразийской плиты от р.Олёкма на западе к Удской губе Охотского моря на востоке [8].

Район Алданского нагорья, особенно в южной его части, на границе со Становым хребтом, характеризуется высокой сейсмичностью, что обусловлено продвижением к востоку процессов растяжения земной коры, характерных для расположенной западнее Байкальской рифтовой зоны [11]. Сейсмичность здесь вызвана сжатием земной коры, и в очагах землетрясений преобладают механизмы сдвига и взброса. Современная геодинамика определяется косым сближением Амурского блока с южной окраиной Евразийской плиты.

В силу особенностей геологического строения сейсмической опасности и прямому воздействию землетрясений подвержена почти половина территории Якутии, что составляет около 1/3 площади всех сейсмоопасных зон России. Землетрясения сконцентрированы в двух протяженных сейсмических поясах: Черского на северо-востоке и Олёкмо-Становой сейсмической зоне на юге [12]. Именно здесь генерируются силы эндогенной активности.

Первое упоминание о землетрясении на территории Якутии связано с Ямским землетрясением магнитудой 6,5, произошедшим 27 ноября 1851 г. Оно внесено в «Каталог землетрясений Российской империи» И.В.Мушкетова и А.Н.Орлова [6]. В средствах массовой информации (газета «Автономная Яку-

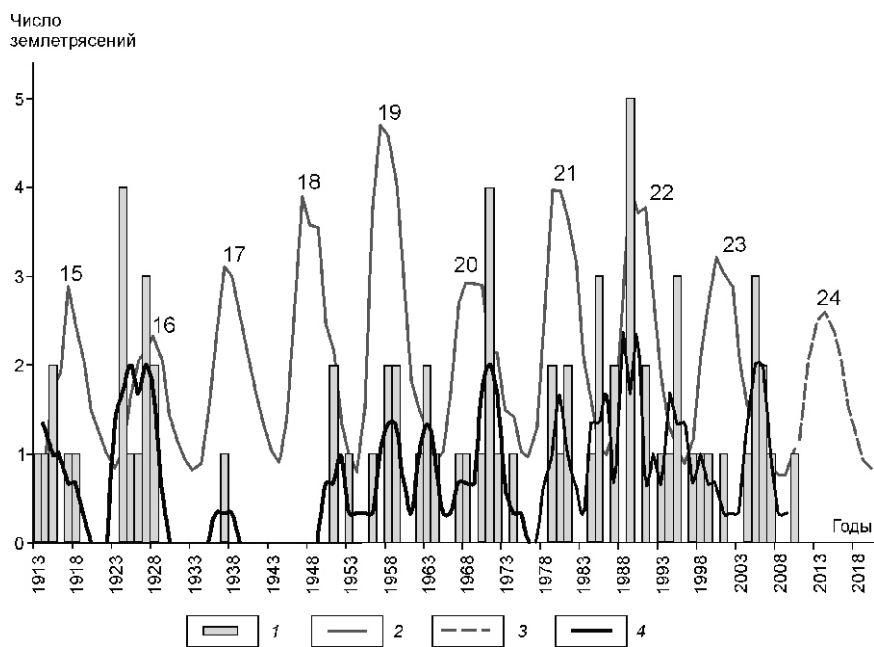
тия») упоминается Булунокское землетрясение магнитудой 6,8: «14 ноября 1927 г. в 9 часов утра (по местному времени) граждане Булуна, Кюсюра и окрестностей были сильно встревожены значительными колебаниями почвы, сопровождающимися сильными толчками, дрожанием, гулом». Самое крупное на Северо-Востоке землетрясение, названное Артыкским магнитудой 7,1 и интенсивностью в эпицентре 9 баллов, произошло 18 мая 1971 г. Оно вызвало массовые оползни и образование селевых потоков на участке площадью 18 км<sup>2</sup> в районе эпицентра землетрясения. Толчки ощущались от пос.Хону до г.Магадан на территории площадью почти 1 млн.км<sup>2</sup>.

Стационарные инструментальные наблюдения за якутскими землетрясениями были начаты в Тикси (1956) и Якутске (1957). Наибольшее число пунктов наблюдений пришлось на 1990 г., когда в сети были задействованы 22 сейсмические станции. Выборка наиболее сильных землетрясений на территории Якутии за период с 1913 г. и по настоящее время включила 74 события. Их частотный график или график числа случаев по годам представлен на рис. 3 в прямом сопоставлении с кривой солнечной активности в числах Вольфа за рассматриваемый период.

Из диаграммы (см. рис. 3) следует, что большинство всплесков сейсмической активности, проявившихся в Якутии за последние 97 лет, приурочены к экстремумам по ходу 11-летних ритмов солнечной активности, следуя непосредственно, или предвосхищая переломные моменты — максимум и минимум.

Сглаживание ряда показало, что помимо пульсаций земной коры, связанных с экстремумами 11-летнего ритма в интервале времени 1913—2010 гг., проявилось 3 полных «волны» и начало четвертой «волны» ритма по продолжительности периода близкого к 22-летнему. Некоторое снижение сейсмической активности, судя по графику, приурочено к 1930—1940 годам. В этот период имело место только одно событие 1937 г.

Статистическая оценка связи дат прохождения сильных землетрясений Якутии и дат экстремумов 11-летнего солнечного цикла показала, что в масштабах последней сотни лет в 60% случаев сильные землетрясения тяготеют к максимумам и минимумам 11-летнего цикла. Наиболее высокая связь (на уровне 80%) установлена для последних 50 лет (1958—2008) обеспеченных надежными данными инструментальных наблюдений. В то же время для периода



**Рис. 3. Частотный график сильных землетрясений на территории Якутии в прямом сопоставлении с кривой чисел Вольфа:**

1 — число случаев сильных землетрясений; 2 — кривая солнечной активности; 3 — прогноз хода кривой солнечной активности; 4 — сглаженная кривая числа случаев сильных землетрясений; на кривой — номера 11-летнего цикла по Цюриху

1932—1952 гг., где события землетрясений, судя по имеющейся информации, почти полностью отсутствовали (за исключением события 1937 г.), эта связь падает до 20%. Последний всплеск сейсмической активности приурочен к минимуму солнечной активности 2008 г., а максимальный за период наблюдений пришелся на максимум 22-летнего цикла в 1989 г. Последовательное усиление сейсмической активности в последние десятилетия имело место по ходу максимумов четных 11-летних ритмов.

Анализ повторяемости сильных землетрясений имевших место на территории Якутии за последние 50 лет однозначно указывает на наличие связи возникновения сейсмических событий с так называемыми реперными фазами 11-летнего ритма солнечной активности — максимумом и минимумом. Это хорошо видно при сопоставлении дат прохождения сильных землетрясений и ходов кривой солнечных пятен (см. рис. 3.).

Еще в 1972 г. Б.А.Слепцов-Шевлевич путем прямого сопоставления проявлений 22-летнего цикла солнечной активности в многолетних изменениях термобарического поля северного полушария Земли обнаружил, что такие многолетние колебания термобарического поля в приземной атмосфере выявляются в виде системы макромасштабных волн стоячего типа с пучностями, тяготеющими к геомагнитным полюсам и умеренным широтам, и узловой линией, располагающейся в зоне геомагнитных широт [10]. Эволюция этих волн, тесно связанная с реперными фазами 11-летних циклов солнечной активности (четный, нечетный), происходит в «ритме» 22-летнего цикла. Было установлено также, что «период» 22-летнего цикла в колебаниях температуры и атмосферного давления может изменяться в зависимости от продолжительности 11-летних циклов солнечной активности от 17 до 25 лет. Однако представление о 22-летнем цикле в многолетних изменениях термобарического поля северного полушария Земли как о простой волне гораздо сложнее. В высоких широтах колебания термобарического поля складывается из 7-летних волн стоячего типа, неравных по амплитуде и периоду, но всегда строго фиксированных относительно реперных фаз четного и нечетного 11-летних циклов солнечной активности (минимум, максимум, 4, 5 году после максимума). Минимуму четного 11-летнего цикла солнечной активности отвечает максимум 7-летнего цикла в колебаниях атмосферного давления; максимуму 11-летнего цикла — минимум 7-летнего цикла атмосферного давления; 4, 5 году после максимума четного 11-летнего цикла соответствует максимум 7-летнего цикла атмосферного давления. В нечетном 11-летнем цикле отмеченные 7-летние вариации атмосферного давления совершаются строго в противофазе по отношению к четному 11-летнему циклу. К югу от узловой линии, в умеренных и субтропических широтах, такие же

колебания атмосферного давления, но несколько меньшие по амплитуде протекают в противофазе относительно 7-летних циклов давления высоких широт. При этом наибольшие отклонения атмосферного давления противоположного знака, изменяющегося в 7-летнем цикле, отмечаются на полушарии в максимуме четного и нечетного 11-летних циклов солнечной активности. Отсюда, собственно, и возникает 22-летний цикл в колебаниях атмосферного давления, составной частью которого является 7-летний цикл. Определено, что период 7-летнего цикла в многолетних вариациях атмосферного давления, температуры воздуха изменяется в зависимости от продолжительности 11-летнего цикла солнечной активности от 6 до 9 лет. Учитывая интервал изменения периода 22-летнего гидрометеорологического цикла (17—25 лет), а также вероятный эффект наложения квазидвухлетнего атмосферного цикла, природа происхождения которого остается пока неизвестной, можно, по существу, объяснить причину появления каких угодно циклов с периодом от 2 до 25, а, возможно, и более лет, имея в виду максимальную продолжительность 11-летнего цикла чисел Вольфа (17 лет). Отсюда сложилось ложное представление о многоцикличности проявлений солнечной активности, хотя в действительности основных (солнечных) циклов всего лишь два — 7-летний и 22-летний, но их периоды зависят от продолжительности 11-летних циклов (22-летний цикл), длительности ветви роста и спада этого цикла (7-летний цикл).

Вследствие существования волны стоячего типа в 22-летних колебаниях атмосферного давления, одновременного понижения его в высоких широтах и повышения в умеренных и субтропических в эпоху максимума четного 11-летнего цикла солнечной активности усиливается зональная циркуляция атмосферы. В эпоху максимума нечетного цикла, когда давление в высоких широтах повышается, а в умеренных и субтропических — понижается, зональная циркуляция ослабевает, а меридиональная возрастает. Собственно такие 22-летние циклы были впервые обнаружены в изменениях повторяемости форм и типов (W, E, C, 3, M2, M1) атмосферной циркуляции Г.Я.Вангенгейма—А.А.Гирса с помощью метода наложения эпох, выявленные затем путем прямого сопоставления аномалий повторяемости форм циркуляции с фазами максимумов и минимумов 11-летних циклов солнечной активности (четного, нечетного) [10].

Как оказалось, 22-летний цикл четко выявляется в движениях полюса Земли. Анализ фактических кривых показал, что в эпоху от минимума до максимума четного 11-летнего цикла движения полюса Земли характеризовались «закручиванием» эллиптической спирали, которое приводит к относительному стоянию полюса. Величина радиуса вектора полюса в эту эпоху уменьшается до минимума. В эпоху от макси-

му до 3, 4 года после него наблюдается «раскручивание» нутационной спирали, величина радиуса вектора в это время увеличивается до максимума. В эпоху от 3, 4 года после максимума 11-летнего цикла до минимума следующего нечетного цикла отмечается снова «закручивание» эллиптической спирали, заканчивающееся относительным стоянием полюса. В нечетном 11-летнем цикле весь этот процесс повторяется, но происходит с обратным знаком.

Таким образом, в многолетних колебаниях полюса помимо 7-летнего цикла, тесно связанного с реперными фазами 11-летних циклов, отмечается и четко выраженный 22-летний цикл, т.е. точно такие же циклы, которые наблюдаются в многолетних изменениях атмосферного давления, циркуляции атмосферы, а в нашем случае в усилении динамики сейсмичности в Якутии.

Механизм возникновения 22-летнего нутационного цикла («закручивание», «раскручивание» эллиптической спирали в движениях полюса в соответствии с фазами 11-летних циклов) объясняется результатом сложения вынужденных и свободных движений полюса Земли. При этом 22-летний цикл, выявленный в изменениях вынужденных движений полюса, согласно общепризнанным представлениям (У.Манк и Г.Макдональд, В.В.Шулейкин, И.В.Максимов), обуславливается за счет 22-летнего цикла в изменениях термобарического поля, циркуляции атмосферы и других гидрометеорологических процессов. Четко выраженный 22-летний цикл установлен в изменениях всех параметров свободных движений полюса, происхождение которых может быть объяснено только лишь такими же вариациями угловой скорости Земли. Действительно, 22-летний цикл обнаружен в изменениях продолжительности суток (угловой скорости вращения Земли) по Д.Броуверу в результате выборки соответствующих величин (дельта б), отвечающих максимумам и минимумам 11-летних циклов солнечной активности и экстремумам геомагнитных возмущений. Вариации угловой скорости Земли как оказалось связаны с периодичностью сейсмических событий в тектоносфере планеты [4].

Следовательно, периодичность сейсмических событий в Якутии за последние 100 лет имеет под собой вполне определенное геофизическое обоснование, ко-

торое можно использовать в качестве основы для разработки долгосрочного прогноза землетрясений.

Анализ диаграммы (см. рис. 3) позволяет сделать вывод о том, что в ближайшие годы усиление динамики сильных землетрясений по ходу четной фазы 22-летнего ритма следует ожидать в диапазоне двух следующих временных коридоров: 2012—2015 гг. и 2018—2019 гг. Затем значительное усиление сейсмической активности на территории Якутии проявится ближе к середине XXI в.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. —Якутск, 1990.
2. *Калесник С.В.* Общие географические закономерности Земли. —М.: Наука, 1970.
3. *Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В.* и др. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. —Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002.
4. *Максимов Е.В.* Ритмы на Земле и в Космосе. —С-Пб: Изд-во Мендр и К<sup>а</sup>, 2006.
5. *Максимов Е.В.* Учение о ритмах в природе. —С-Пб, 2000.
6. *Мушкетов И.В., Орлов А.Н.* Каталог землетрясений Российской Империи // Зап. ИРГО. 1893. Т. XXVI.
7. *Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3—15.
8. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* и др. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны. —Якутск, 1985.
9. *Слепцов-Шевлевич Б.А.* Геофизические основы морских гидрологических прогнозов. —М.: Изд-во В/О «Мортехинформреклама», 1991.
10. *Слепцов-Шевлевич Б.А.* Проявление солнечной активности в многолетних изменениях барического поля северного полушария Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 1972. Т. XII. № 2. С. 326—327.
11. *Солоненко В.П., Хилько С.Д., Хромовских В.С.* и др. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. —Новосибирск: Наука, 1977.
12. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
13. *Третьяков М.Ф., Колодезников И.И., Имаев В.С.* Особенности строения земной коры сейсмического пояса Черского. —Якутск: ООО «Изд-во Сфера», 2010.
14. *Чижевский А.Л.* Земное эхо солнечных бурь. —М.: Мысль, 1976.



## Особенности литологического состава, физико-механических и петрохимических показателей пород терригенного комплекса Южно-Верхоянского синклиория

Л.А.КУЛАГИНА, М.Р.ФАРБЕР (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Рассмотрены литологические, физико-механические и петрохимические показатели пород терригенного комплекса Южно-Верхоянского синклиория. Сделан вывод о связи внутренней структуры различных литологических разновидностей с физико-механическими свойствами и петрохимическими показателями, что может являться одним из факторов, влияющих на размещение оруденения.

*Ключевые слова:* песчаники, алевролиты, коэффициент сортированности, модуль Юнга, предел прочности, петрохимические модули, прогнозирование.

Кулагина Любовь Алексеевна, selen70980@mail.ru  
Фарбер Михаил Рувимович

## Features of lithological structure, physical, mechanical and petrochemical factors for rocks of terrigenous complex of South-Verkhoyansk synclinorium

L.A.KULAGINA, M.R.FARBER

The authors study lithological, physical, mechanical and petrochemical factors for rocks of terrigenous complex of South Verkhoyansk synclinorium. It is concluded that internal structure of different lithological varieties is related with physical, mechanical properties and petrochemical indicators that can be one of the factors influencing on the location of mineralization.

*Key words:* sandstones, siltstone (aleurolites), sorting coefficient, Young's modulus, tensile strength, petrochemical modules, forecasting.

На площади Южно-Верхоянского синклиория выявлен комплекс различных генетических и промышленных типов месторождений. Однако перспективы территории далеко не исчерпаны, в связи с чем изучение условий локализации месторождений имеет большое как научное, так и практическое значение.

Структурные условия локализации золоторудных месторождений детально рассмотрены В.Ю.Фридовским [7, 8, 9.]. Данная статья посвящена вопросам литологических, физико-механических и петрохимических особенностей пород, влияющих на условия локализации месторождений.

Терригенный комплекс пород Южно-Верхоянского синклиория представлен чередованием слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов нижне-верхнепермского возраста. Для песчаников и алевролитов терригенного комплекса характерна аркозовая или граувакко-аркозовая ассоциация. Усредненный минеральный состав аркозовых песчаников (в %): кварц 55—60, полевые шпаты 40—42, обломки пород до 10, цемент 10—15. Граувакко-аркозовые характеризуются следующим минеральным составом (в %): кварц 40—55, полевые шпаты 23—30, обломки пород до 26; цемент составляет 5—10, редко до 25.

Алевролиты существенно аркозовые, часто глинистые и известковые, имеют пелит-алевролитовую структуру, часто присутствует песчаная примесь (до 10%). Форма зерен угловатая, реже удлиненная. Песчаники и алевролиты слагают выдержанные горизонты и чередуются между собой. Однако внутреннее строение горизонтов неоднородно по типу и составу цемента.

По типу цемента в терригенном комплексе, выделяются следующие горизонты отложений: 1) с пленочно-поровым хлорит-гидрослюдистым цементом; 2) с базальным глинистым цементом; 3) с пленочно-поровым глинистым цементом; 4) с базальным хлорит-гидрослюдистым цементом; 5) с базальным глинистым цементом; 6) с базальным гидрослюдистым цементом; 7) с базальным кремнисто-глинистым цементом.

Из сопоставления разрезов осадочных отложений следует, что в пределах отдельных стратиграфических подразделений отмечается сложное чередование литологических разновидностей пород. Выделенные литологические различия пород прослеживаются на незначительное расстояние. Часто даже разрез правого и левого бортов ручья отличается последователь-

## 1. Характеристика параметров литологических разностей пород

Породы	Средний размер зерен $Md$ , мм	Коэффициент сортированности $S_0$	Модуль Юнга $E$	Предел прочности на изгиб $\sigma_{изг}$ , Н/см <sup>2</sup>
<i>Песчаники</i>				
Крупнозернистые	0,24	1,98	42,7	13,4
Среднезернистые	0,15	2,13	85,3	21,9
Мелкозернистые	0,08	2,55	90,5	23,5
<i>Алевриты</i>				
Среднезернистые	0,04	1,90	4,07	2,4
Мелкозернистые	0,02	1,69	11,8	5,9

ностью чередования литологических разностей пород и их частотой. Чередование горизонтов пород с единым типом и составом цемента в стратиграфических подразделениях в различных участках района неодинаково. Некоторые горизонты характеризуются значительной протяженностью и хорошо коррелируются в различных участках района, другие имеют незначительное площадное распространение. Переход между горизонтами с различным типом и составом цемента постепенный. Это выражается в том, что, например, горизонт с поровым глинистым цементом сменяется горизонтом с пленочно-поровым глинистым цементом или базальным глинистым, т.е. происходит изменение типа цемента при сохранении его состава. Или сохраняется в пределах нескольких горизонтов тип цемента, но происходит изменение его состава. Так, базальный глинистый цемент сменяется базальным кремнисто-глинистым или базальным гидрослюдистым.

Изменение состава отложений в пределах свит и подсвит, различное чередование литологических разностей в отдельных участках района связано с условиями осадконакопления, которые зависят от многих факторов [5]. К числу этих факторов относятся: среда осадконакопления, скорость течения потока, характер рельефа дна, глубина формирования осадка, тектонический режим, характер отложенного материала и др. Степень влияния каждого из этих факторов в различных участках района может быть разной. Наличием различной среды осадконакопления и различной степенью влияния перечисленных факторов можно объяснить существующие различия в разрезах осадочных толщ.

Различия в условиях осадконакопления и в связи с этим различия в составе отложений обуславливают последующие изменения пород. На всех стадиях осадочного литогенеза от седиментогенеза до позднего эпигенеза и, разумеется, метаморфизма, существуют тесные связи между составом отложений, их преобразованиями и тектоническим положением разрезов [2].

Следует остановиться на вопросе: почему наряду с литологическим составом пород рассматривается тип и состав цемента. Известно, что для осадочных пород различаются типы цемента по способу образования, степени кристалличности, количеству и способу цементации [4]. Типы цемента по способу образования и степени кристалличности отражают условия образования пород, т.е. генетическую сторону формирования породы, расшифровка которой весьма затруднительна и должна являться предметом специальных исследований. Авторов интересуют свойства породы, которые находятся в прямой зависимости от элементов ее составляющих — состава и размера обломков, их ориентировки, степени уплотнения обломков, состава цементирующего материала и его количества, определяющие физико-механические свойства породы.

Состав цемента оказывает влияние и на петрохимические свойства породы, которые, несомненно, влияют на характер рудоотложения и, в какой-то степени, отражают характер преобразования породы в процессе седиментогенеза и эпигенеза.

Выделение горизонтов осадочных пород, единых по типу и составу цемента, свидетельствует о том, что в пределах свит и подсвит выделяются горизонты с единым типом и составом цемента, охватывающие различные литологические разности. Выделенные горизонты с единым типом и составом цемента распределяются по площади района и в разрезе разновозрастных подразделений неравномерно. Между горизонтами существуют постепенные переходы. Однако в связи с тем, что в пределах горизонтов существуют различные литологические разности, среда в целом слабо неоднородна. Положение выделенных горизонтов в стратиграфических подразделениях различно по отношению к возрастным границам. В древних толщах горизонты подчиняются поверхности стратификации, в молодых ведут себя дискордантно. Горизонты, характеризующиеся единым типом и составом цемента, образуют внутреннюю структуру стратиграфических подразделений, имеющую различные

элементы залегания, и образуют внутреннюю складчатость, интенсивность которой в различных участках различна.

Для характеристики осадочного комплекса проведено изучение гранулометрического состава литологических разностей пород. При этом, учитывая, что данные гранулометрического анализа являются неоднозначными, полученные данные обрабатывались статистически путем расчета среднего размера  $Md$  и коэффициента сортированности  $S_o$  [4, 5]. Литологические разности (и алевролиты, и песчаники) характеризуются: 1) преобладанием фракции обломочного материала определенного размера; 2) различием среднего размера и коэффициента сортированности. Эти особенности характерны в целом для литологических разновидностей пород различного возраста.

Средний размер зерен соответствует литологической разности, а коэффициент сортированности в песчаниках закономерно возрастает с уменьшением размера обломков, что видно из табл. 1. В алевролитах отмечается обратная закономерность.

Физико-механические свойства пород изучались с целью определения связи или различия показателей гранулометрии и физических характеристик [1]. По результатам исследований можно сделать следующие выводы (см. табл. 1):

1. Чем упорядоченнее внутренняя структура (коэффициент сортированности), тем выше прочностные показатели пород как в песчаниках, так и в алевролитах.

2. Прочностные показатели алевролитов гораздо ниже, чем в песчаниках. Это может являться одним из факторов, определяющих характер деформаций в породах.

Петрохимические особенности пород — один из возможных путей их расчленения по химическому составу и корреляции отдельных литологических разностей или горизонтов, а также выделении особенностей, присущих отдельным горизонтам и слоям пород, возможно оказывающим влияние на рудолокализацию.

Поиски путей расчленения и корреляции осадочных толщ и особенно отдельных слоев по данным химического состава представляет одну из наиболее важных задач геологического картирования и прогнозирования месторождений полезных ископаемых, поскольку влияние химического состава пород на размещение оруденения несомненно [3]. Однако работ по практическому решению этих вопросов, к сожалению, опубликовано очень мало. Детально разработаны вопросы петрохимии интрузивных и метаморфических пород, что нельзя сказать об осадочных.

Теоретическим обоснованием проведения данных исследований являлось широко известное положение о том, что химический состав горных пород, а значит химическая активность и рудолокализирующие свойства, складываются из химического состава обломочных фракций и химического состава цементирующей массы, а также химических преобразований, произошедших в породе в результате диагенеза и катагенеза [4, 5].

Образцы для исследований отбирались при послойном описании пород из всех литологических разностей в тех же точках, что и образцы для петрографического изучения и физико-механических свойств.

Первичная обработка аналитических данных заключалась в построении по полученным данным графиков по колонкам и сопоставлении соответствующих лито-

## 2. Средний химический состав пород (в %)

Тип, состав цемента	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	ППП
<i>Песчаники</i>											
Пленочно-поровый, глинистый	70,88	0,58	13,87	1,09	1,91	0,40	0,90	0,03	2,68	4,14	3,64
Базальный, глинистый	74,86	0,56	11,04	1,30	1,67	0,94	0,26	0,05	1,86	3,89	3,57
Поровый, глинистый	72,04	0,57	11,12	0,86	2,62	1,26	0,90	0,06	1,98	2,60	5,99
Поровый, серицитовый	66,44	0,56	14,61	1,55	2,93	1,05	0,75	0,06	2,11	2,79	5,15
Базальный, кремнисто-глинистый	66,63	0,69	16,66	4,07	1,01	0,41	0,56	0,05	2,89	2,58	4,45
Поровый, кремнисто-глинистый	70,42	0,40	12,07	0,55	3,28	1,46	1,45	0,04	2,57	3,82	3,94
<i>Алевролит</i>											
Пленочно-поровый, глинистый	68,88	0,69	15,87	1,09	1,91	0,40	1,19	0,03	2,98	3,14	3,82
Базальный, глинистый	67,80	0,57	14,60	1,47	2,70	0,33	1,94	0,03	3,89	2,46	4,21
Поровый, глинистый	67,16	0,61	14,42	2,48	2,44	0,84	1,19	0,07	2,57	3,14	5,08
Поровый, серицитовый	65,65	0,63	15,79	3,38	1,48	0,54	0,78	0,05	3,39	7,10	2,21
Базальный, кремнисто-глинистый	67,55	0,65	15,05	2,22	2,61	0,31	0,94	0,05	2,78	3,49	4,35



логических разностей по этим данным. Такой путь оказался неприемлемым по двум причинам: 1) как уже указывалось ранее, сопоставление отдельных литологических разностей по отдельным колонкам затруднительно из-за значительной изменчивости разреза отдельных стратиграфических подразделений в отдельных блоках; 2) химический состав породы зависит от множества факторов и поэтому простое сопоставление даже в пределах одной стратиграфической толщи, но в разных участках района не дает результата.

Вторым шагом в исследованиях явилось вычисление средних значений химического состава для отдельных стратиграфических подразделений. Рассчитанные средние содержания оксидов (табл. 2) характеризуют средний химический состав песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с различным типом и составом цемента.

Как видно из табл. 2, по химическому составу хорошо различаются между собой песчаники, алевролиты и глинистые сланцы в целом. В песчаниках выше, чем в алевролитах, содержание  $\text{SiO}_2$ , но ниже содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Примерно в одних пределах и в песчаниках, и в алевролитах содержатся  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

В отдельных горизонтах отмечается различие между одноименными породами, обладающими различным типом цемента. Особенно резкое колебание от-

мечается в содержаниях  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Однако какой-либо закономерной связи между химическим составом и типом цемента не наблюдается.

Из сопоставления среднего химического состава литологических разностей пород следует, что песчаники и алевролиты различаются содержанием породообразующих оксидов, и различие в содержаниях отмечается для пород с различным типом цемента, что, по-видимому, связано с его количественным присутствием в породе. Наибольшая изменчивость отмечается в содержаниях  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Для выявления характерных особенностей химического состава пород, отличающихся типом и составом цемента, были рассчитаны петрохимические модули [6], т.е. показатели, учитывающие соотношение породообразующих оксидов (табл. 3).

Расчет петрохимических модулей позволил обратить внимание на особенности химического состава пород. Отмечаются близкие значения петрохимических модулей для песчаников и алевролитов, что позволяет выделять горизонты пород одноименного химического состава. Например, песчаники и алевролиты с пленочно-поровым глинистым цементом могут быть объединены в единую толщу по химическому составу, учитывая, что их средний химический состав сходен. Отличие по значениям петрохимических модулей (в основном щелочного, калий-натриевого и

### 3. Петрохимические модули пород

Тип, состав цемента	Петрохимические модули								
	Кремни- стый	Алюми- ниевый	Фемиче- ский	Метано- вый	Натрие- вый	Калие- вый	Щелоч- ной	Калий- натрие- вый	Желези- стый
<i>Песчаники</i>									
Пленочно-поровый, глинистый	0,36	0,27	0,11	0,04	0,25	0,17	1,49	0,42	0,30
Базальный, глинистый	0,21	0,18	0,03	0,03	0,31	0,26	1,19	0,57	0,12
Поровый, глинистый	0,33	0,24	0,10	0,05	0,17	0,20	0,82	0,37	0,31
Поровый, серицитовый	0,20	0,16	0,04	0,03	0,47	0,08	0,12	0,55	0,24
Базальный, кремнисто- глинистый	0,25	0,19	0,06	0,04	0,20	0,21	0,95	0,41	0,21
Поровый, кремнисто- глинистый	0,23	0,17	0,07	0,03	0,32	0,21	1,49	0,53	0,36
<i>Алевролит</i>									
Пленочно-поровый, глинистый	0,29	0,23	0,07	0,04	0,25	0,19	1,25	0,43	0,25
Базальный, глинистый	0,23	0,18	0,06	0,04	0,02	0,20	0,10	0,21	0,26
Поровый, глинистый	0,17	0,24	0,03	0,05	0,30	0,27	1,09	0,57	0,20
Поровый, серицитовый	0,31	0,23	0,08	0,04	0,19	0,19	1,0	0,38	0,27
Базальный, кремнисто- глинистый	0,33	0,24	0,09	0,04	0,08	0,24	0,36	0,32	0,29

железистого) отмечается для одноименных литологических разностей пород, но с различным составом и типом цемента (см. табл. 3). Например, для песчаников с базальным глинистым и пленочно-поровым глинистым цементом. Аналогично и для алевролитов с тем же типом и составом цемента.

Таким образом, отмечается, что химические особенности пород зависят не только от состава и типа цемента, состава обломков, слагающих породу, но и от количественного соотношения этих свойств. Близкие по химическому составу породы (как песчаники и алевролиты) могут быть объединены в единый горизонт. Положение таких горизонтов в разрезе стратиграфического подразделения, а возможно и на контакте двух стратиграфических подразделений и его картирование позволяют выявить химическую структуру осадочной толщи.

Кроме того, гранулометрический состав, сортированность и физико-механические показатели оказывают влияние на формирование структурных условий для локализации оруденения.

Выделение в терригенных толщах горизонтов пород, даже относящихся к различным стратиграфическим подразделениям, обладающих одинаковыми физико-механическими и химическими показателями, может быть использовано для прогнозирования структурных и литологических факторов размещения оруденения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беликов Б.П., Залесский Б.В., Розанов Ю.А.* и др. Методы исследования физико-механических свойств горных пород / Физико-механические свойства горных пород. —М.: Недра, 1964.
2. *Каледа Г.А.* К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей / Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. —М.: Наука, 1972. С. 158—172.
3. *Королев В.А., Шехтман П.А., Федорчук В.П.* и др. Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений. —М.: Недра, 1979.
4. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. —М.: Недра, 1981.
5. *Рейнек Г.Э., Слиз И.Б.* Обстановка терригенного осадконакопления. —М.: Недра, 1981.
6. *Справочник по петрохимическим пересчетам.* —М.: Недра, 1988.
7. *Фридовский В.Ю.* Металлогения коллизионных месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 4. С. 53—67.
8. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н.* Геолого-генетические модели формирования месторождений золота и серебра Верхоянского складчато-надвигового пояса // Записки горного института. —С-Пб, 2005. Т. 166. С. 189—191.
9. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33—37.

## Происхождение раннеюрских вулканитов Верхояно-Колымской орогенной области

Я.П.ШЕПЕЛЕВА, И.И.КОЛОДЕЗНИКОВ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Приведены сведения о составе и строении кобюминской свиты нижней юры, развитой в Кобюминской системе складок Южного Верхоянья. Сделаны выводы об условиях проявления раннеюрского вулканизма на изучаемой территории на основании проведенного фациального анализа кобюминской свиты.

*Ключевые слова:* вулканиты, фациальная зона, эксплозивный вулканизм, трещинные излияния.

Шепелева Яна Петровна, shepelevayap@mail.ru

Колодезников Игорь Иннокентьевич, anrsya@mail.ru

## Origin of Early Jurassic volcanic rocks of The Verhojano-Kolymsky orogenic area

Ya.P.SHEPELEVA, I.I.KOLODEZNIKOV

In article are resulted a data about of composition and structure of The Kobuminsry suite of Early Jurassic which developed in The Kobjuminsky folder system in The Southern Verhojyan. On the basis of spent facies analysis of The Kobuminsry suite become conclusions about display conditions of The Early Jurassic volcanism in studied territory.

*Key words:* vulcanite, facies zone, explosive volcanism, fissure eruption.

На территории Верхояно-Колымской орогенной области разрезы раннеюрских осадочно-вулканогенных толщ наиболее полно сохранились в пределах Кобюминской системы складок, протягивающейся вкрест простирания структур Южного Верхоянья на 250 км при ширине до 50 км. Область ограничена на севере Брюнгадинским, а на юге Сунтар-Буор-Юряхским разломами субширотного простирания и наложена на Адыча-Эльгинское поднятие и прилегающие части Южно-Верхоянского и Верхне-Индибирского синклиналиев.

Осадочно-вулканогенные породы раннеюрского возраста образуют кобюминскую свиту, выделенную в 1999 г. путем упразднения абонской серии, объединявшей осадочно-вулканогенные отложения раннеюрского возраста [1]. С момента выделения раннеюрских осадочно-вулканогенных пород их стратотипом считается разрез нижнеюрской осадочно-вулканогенной толщи, развитый в бассейне руч.Круг (рис. 1). Изучением его строения и состава в разные годы занимались В.И.Коростелев (1972), Б.И.Попов (1986), В.Ю.Ивенсен (1994), Ю.С.Орлов и В.С.Гриненко (1999) и др. В его строении участвуют эффузивные (42%), эффузивно-обломочные (2%), пирокластические (28%), вулканокласто-осадочные (21%) и терригенные (7%) породы общей мощностью 650 м.

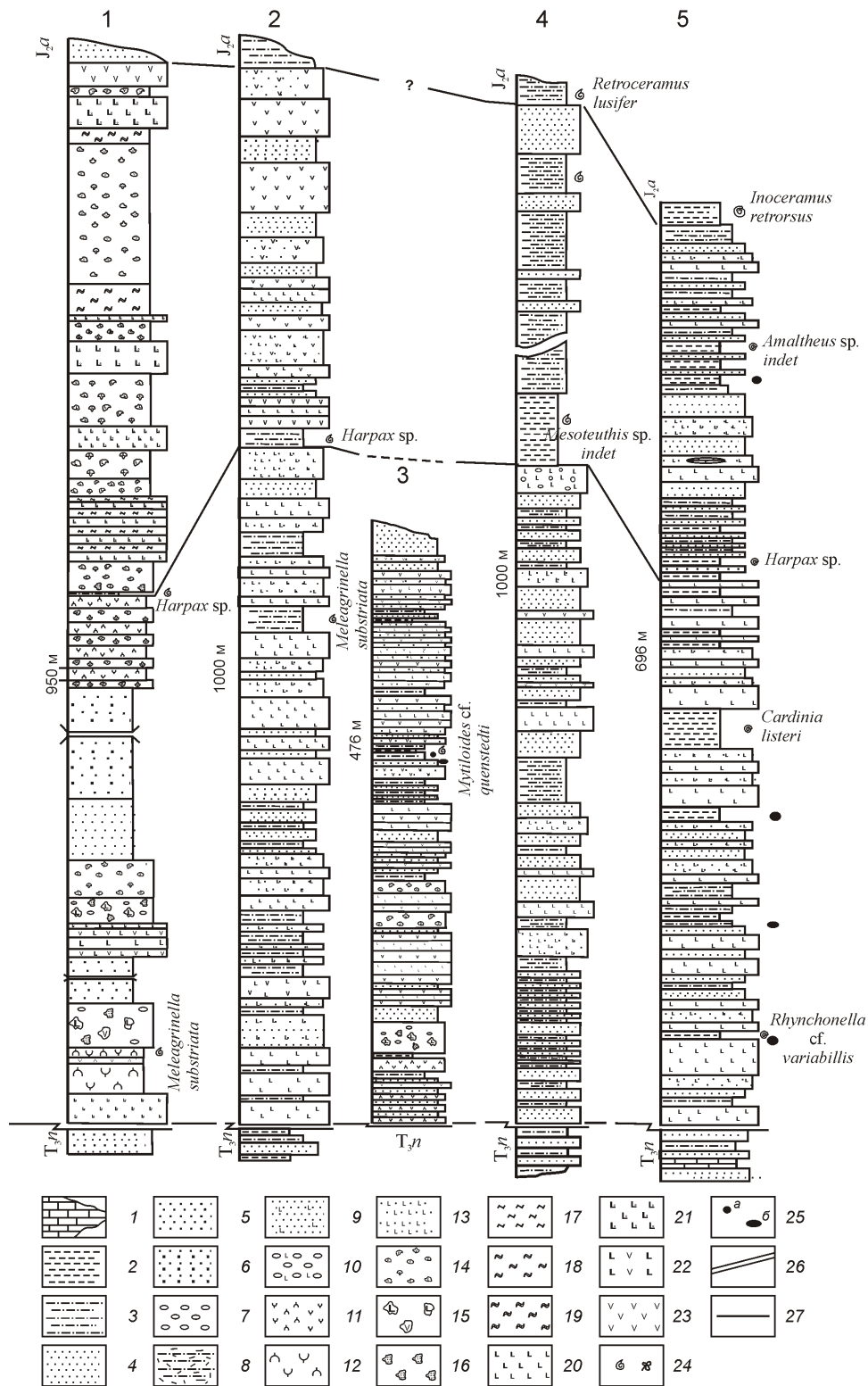
Эффузивные породы образуют потоки различной мощности (0,5—80 м), состоящие из темно-серых с зеленоватым оттенком, черных базальтов миндалекаменной, реже массивной текстуры. Эффузивно-обломочные породы разреза представлены потоками гиалокластитов мощностью 16 м, обнажающимися в верхней части разреза.

К пирокластическим образованиям относятся псаммитовые туфы основного состава, которые формируют слои различной мощности (3—106 м), преобладают слои мощностью до 20 м. Туфы, образующие слои большой мощности, приурочены к средней части разреза. В туфах иногда наблюдается волнистая и параллельная слоистость. Вулканокласто-осадочные отложения разреза состоят из туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, которые часто образуют взаимные переходы с терригенными отложениями. У туфопесчаников часто наблюдается косяя и параллельная слоистость.

В туфогенных породах обнаружены: *Rhynchonella* cf. *variabilis*, *Modiola liasica* Terg., *Myophoria* sp., *Tancredia* sp., *Homonion* sp., *Cardinia listeri* Sow., *Septaliphoria* cf. *viligaensis* Moiss., *Harpax spinosus* Sow., *Retroceramus* aff. *lucifer* (Eichw), *Amalteus* sp., *Mesoteuthis* sp., *Rimizhynchia maltanensis* Dagens и *Grandirhynchis* sp., свидетельствующие о позднеплинсбахском возрасте этой вулканогенной толщи (В.Ф.Попов, 1986, Г.В.Ивенсен, 1994).

В типовых разрезах свиты осадочные породы имеют существенно терригенный состав: песчаники, алевролиты, аргиллиты, при подчиненной роли грубообломочных, образующих хорошо стратифицированные, часто циклического строения пачки, толщи, чередующиеся с типичными вулканическими породами. Роль терригенных пород в разрезах кобюминской свиты сильно изменяется, местами сокращается, местами возрастает до 70—85 и даже 100% на восточной окраине. При этом увеличивается количество аргиллитов, нередко рассланцованных, глинистых алевролитов, тонкозернистых песчаников, а также их известковых, туфогенных и тефроидных





**Рис. 1. Сопоставление послых разрезов кобюминской свиты нижней юры:**

1 — известняки и прослои ракушняка; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты; песчаники: 4 — мелкозернистые, 5 — среднезернистые, 6 — крупно- и грубозернистые; 7 — конгломераты; 8 — туфоалевролиты; 9 — туфопесчаники; 10 — туфоконгломераты; 11 — лапшилевые тейроиды; 12 — агломератовые и глыбовые тейроиды; туфы: 13 — псаммитовые, 14 — лапшилевые, 15 — агломератовые и глыбовые, 16 — шлакокластические; 17 — агглютинаты; 18 — кластолаво-вые породы; 19 — гиалокластиты; 20 — базальты; 21 — миндалекаменные базальты; 22 — андезибазальты; 23 — андезиты; 24 — остатки ископаемой фауны и флоры; 25 — конкреции: а — пирит-марказитовые, б — глинистые и карбонатные; 26 — тектонический контакт; 27 — линия корреляции нижнеюрских отложений; разрезы отложений нижней юры: 1 — р.Луговая (Я.П.Шепелева, 2003), 2 — устье р.Луговая (В.И.Сивцов, 1969), 3 — р.Малая Луговая (Г.А.Коков, 1962), 4 — руч.Скалистый (В.И.Сивцов, 1968), 5 — правобережье руч.Круг (В.И.Коростелев, 1969)

разностей, усложняется цикличное строение разрезов с появлением мощных (до 100 м) латерально выдержанных песчано-алевритовых, алеврито-глинистых флишоидных пачек неоднократно перемежающихся с более однородными пластами тонкозернистых песчаников, туфопесчаников.

Авторы в 2003 г. во время полевых работ установили и изучили новый опорный разрез кобюминской свиты, который развит в бассейне р.Луговая (см. рис. 1). Этот разрез отличается от ранее изученных разрезов нижней юры разнообразием вулканогенных пород, характером взаимоотношения и количественным соотношением с осадочными породами, нечеткой стратификацией разреза. Он состоит из эффузивных, эффузивно-обломочных, пирокластических, осадочно-вулканокластических, тефроидных и терригенных пород общей мощностью 950 м [3]. Из вулканитов преобладают пирокластические породы (37%), менее развиты эффузивные (13%), эффузивно-обломочные (3%), и осадочно-вулканокластические (4%). На долю осадочных пород приходится почти половина мощности разреза (43%).

Эффузивные образования разреза представлены потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов мощностью 3—25 м, которые в верхней части разреза с эффузивно-обломочными породами образуют перемешанные пачки мощностью 10 и 20 м, трудно поддающиеся стратификации. Базальты имеют темно-серую и черную окраску. Общая структура базальтов порфировая, реже афировая. Основная масса имеет интерсертальную, толеитовую и микродиабазовую структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном (авгитом).

Андезибазальты — темно-серые и черные породы порфировой структуры, массивной текстуры. Основная масса имеет микролитовую, пилотакситовую структуры. По соотношению вкрапленников андезибазальты разделяются на пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые. Общее количество порфировых выделений 15—25%.

Андезиты — серые плотные пироксен-плагиоклазовые породы порфировой и гломеропорфировой структуры с гиалопилитовой основной массой. Порфировые вкрапленники составляют 30% общего объема породы. Размер их изменяется от 0,2 до 2,0 мм при преобладании кристаллов размером 0,5—1,0 мм. Среди вкрапленников присутствуют плагиоклаз (50%), моноклинный пироксен (35%) и роговая обманка (15%).

К эффузивно-обломочным породам относятся кластолавы базальтов серого цвета кластолаговой текстуры, характеризующейся наличием большого количества обломков лавы. Они являются агломератовыми и глыбовыми литокластическими.

Пирокластические породы в бассейне р.Луговая очень разнообразны и представлены в основном глыбовыми, агломератовыми туфами базальтов, андези-

базальтов, андезитов, шлака, ксенотуфами, агглютинатами. Туфы наблюдаются в средней и верхней частях разреза, где они образуют отдельные слои различной мощности (5—90 м).

Агглютинаты представляют собой спекшиеся в сплошную массу обломки шлака и базальта. Ксенотуфы — темно-серые породы, состоящие из обломков эффузивных пород и примеси чуждого материала (до 50%). По размеру обломков ксенотуфы подразделяются на лапиллиевые и глыбовые разности.

В основании этого разреза установлены тефроиды, образующие слои мощностью до 20 м. Они состоят из несортированных обломков шлака и андезита, андезибазальта и базальта с примесью галечного материала, представленного гальками кварцитов и терригенных пород.

Терригенные породы в этом разрезе вулканитов составляют 43% от всей мощности разреза. Они представлены в нижней части разреза сероцветными мелко- или тонкозернистыми неотчетливо слоистыми полимиктовыми песчаниками, в средней наблюдается неравномерное чередование (от 4 до 10 м) серых и темно-серых мелко- и среднезернистых песчаников общей мощностью 300 м. Выше по разрезу 60-метровая толща пересливания туфитов и лапиллиевых туфов, перекрывается маркирующим горизонтом известковистых грубоплитчатых алевролитов черного цвета, с фауной раннеюрских пелелипод, определенных как *Harpax* sp. По этому горизонту разрез осадочно-вулканогенных пород нижней юры, развитый в бассейне р.Луговая, коррелируется с уже известными разрезами нижнеюрской абонской осадочно-вулканогенной серии.

На классификационной диаграмме точки раннеюрских эффузивных пород распределились в соответствии со сложностью состава серии. Среди вулканических пород преобладают базальты, менее распространены андезибазальты и андезиты. В базальтах содержится  $\text{SiO}_2$  43,2—52,7%, для них характерен гиперстен-нормативный, реже оливин-нормативный состав с относительно низкими содержаниями (в %):  $\text{MgO}$  2,46—9,76,  $\text{CaO}$  2,81—14,28, повышенными  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9,45—16,4, весьма высокими  $\text{TiO}_2$  1,41—2,86,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$   $\text{FeO}$  7,06—13,74 и  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,25—1,6. Отмечается положительная корреляционная связь между  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Содержание  $\text{CaO}$  находится в обратной зависимости от концентрации щелочей и уменьшается с ростом  $\text{SiO}_2$ .

В андезибазальтах содержание (в %):  $\text{SiO}_2$  53,68—54,88,  $\text{MgO}$  2,40—5,50 (низкое),  $\text{TiO}_2$  1,33—1,7 и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,09—15,20 (напротив повышенное). Андезитам свойственны (в %):  $\text{SiO}_2$  56,50—57,42,  $\text{TiO}_2$  1,32—1,34,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9,45—11,80,  $\text{MgO}$  2,25—6,31.

Толеитовые базальты характеризуются низкой глиноземистостью, в субщелочных базальтах коэффициент глиноземистости изменяются от низко- до высокоглиноземистого. Базальты, обнажающиеся в

бассейне ручья Круг, характеризуются более высокими показателями глиноземистости. Так, толеитовые и субщелочные базальты принадлежат умеренно-глиноземистым сериям, но встречаются разности, принадлежащие высокоглиноземистым. Щелочные базальты в основном относятся к высокоглиноземистым сериям.

Андезибазальты подразделяются на породы нормального и субщелочного ряда, а андезиты — породы нормального ряда, они характеризуются натриевой специализацией. По коэффициенту глиноземистости андезибазальты и андезиты являются умеренно- и высокоглиноземистыми.

Для установления палеогеографической обстановки формирования осадочно-вулканогенных образований кобюминской свиты нижней юры проведен фациальный анализ их латеральной изменчивости на территории кобюминской системы складок. С этой целью выделены разные типы одновозрастных вулканогенных пород в составе кобюминской свиты на основе изучения их минерального состава, структурно-текстурных признаков, по условию проявления вулканизма установлены наземные и подводные вулканогенные отложения, а также выделены типы пород по характеру извержения.

Поскольку авторы анализируют отдельные фрагменты разрезов кобюминской свиты, подверженных значительной складчатой деформации и в силу этого допускают их горизонтальное перемещение, то понятна определенная условность проведенных палеопостроений. Однако авторы располагают достаточным объемом фактического материала, который позволяет сделать вполне обоснованные выводы. Изменения строения и состава кобюминской свиты позволили выделить в пределах изучаемой территории три фациальные зоны, которые отличаются строением и составом пород, характером извержения и взаимоотношением с нормальными осадочными породами. Эти зоны сопоставляются по маркирующему горизонту темно-серых аргиллитов и алевролитов, развитых в средних частях разрезов нижней юры и содержащих остатки руководящей формы пеллеципод группы *Narpa*.

**Первая зона** расположена в западной части региона в бассейне р.Луговая (см. рис. 1). Здесь установлены фации жерловой, прижерловой, склоновой и удаленной частей раннеюрского палеовулкана, которые были сформированы в субаэральной обстановке. Отложения жерловой и прижерловой частей представлены пирокластическими, эффузивно-обломочными и эффузивными образованиями.

**Пирокластические образования** наиболее распространены среди вулкаников западной части региона. Среди них выделяются агломератовый генетический тип и агглютинаты.

Агломератовый генетический тип образуют агломератовые туфы и ксенотуфы. Ксенотуфы слагают нижние части разрезов, они состоят из глыбовых не-

окатанных обломков базальтовой лавы, пепла и обломков фундамента палеовулкана — обломков слойчатых алевролитов, песчаников, редко гальки кварцитов размером 50—100 м.

Агломератовые туфы, размер обломков которых 100—200 мм и более, слагают неслоистые пластообразные тела мощностью 10—30 м, редко 90 м. Петрографический состав обломочного материала очень однородный: более 90% обломков представлен базальтами или андезибазальтами, аналогичными лавовым образованиям серии. Агломератовые туфы здесь часто переслаиваются с лавовыми покровами, образуя скопления мощных бомбопадов в пределах прижерловой зоны раннеюрского палеовулкана. Среди эксплозивного материала наблюдается широкое разнообразие форм: фигурные бомбы (шарообразные, эллипсоидальные, лепешкообразные), лапилли, шлаки угловатой, рогульчатой, черепковидой формы. Шлаковые туфы, широко развитые в бассейне р.Луговая, указывают на наземные условия проявления вулканизма, а также на относительную близость от центра извержения. Шлаковые обломки туфов являются крупными и плотными, характерными для стромболианского типа извержения.

Агглютинаты установлены в бассейне р.Луговая. Они представляют собой спекшиеся туфы основного состава, обломки которых состоят из базальтов и шлака лапиллиевой структуры, спекшихся в компактную массу, образующуюся при выбросе раскаленного базальтового пластичного или полупластичного ювенильного грубообломочного материала, отлагающегося в прикратерной части вулкана.

**Эффузивно-обломочные образования** представлены кластолавами трубок взрыва (по генетической классификации Е.Ф.Малеева), образующими тела мощностью 10—20 м в верхах разреза. По размерам обломков они относятся к агломератовым и глыбовым, по агрегатному состоянию обломков структура их литокластическая, состоящая из обломков андезибазальтов, реже андезитов с пленочной цементацией лавой.

**Лавовые образования** образуют потоки и покровы базальтов, андезибазальтов и андезитов. Базальты представлены темно-серыми, черными пироксен-плагиоклазовыми порфирированными, реже афировыми разновидностями с интерсертальной и микроделеритовой структурами основной массы, текстура массивная, реже миндалекаменная. Для андезибазальтов характерны пироксен-плагиоклазовые разности порфирированной и гломеропорфирированной структуры, массивной текстуры. В петрографическом составе андезитов выделяются пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые разности порфирированной и гломеропорфирированной структур. В лавовых покровах осадочно-вулканогенной толщи по р.Луговая наблюдается блоковая, глыбовая и плитчатая отдельности. Базальты и андезибазальты прослеживаются в нижней и



средней частях разрезов, андезиты установлены в верхах разрезов.

В основании разрезов кобюминской свиты установлены конгломератовые и глыбовые тефроиды, состоящие из обломков шлака, базальтов, андезибазальтов и андезитов и терригенных пород. Крупность вулканогенных обломков и отсутствие сортировки обломочного материала тефроидов свидетельствует о формировании их в прижерловой части раннеюрского стратовулкана.

В этой зоне потоки лав стратифицируются неотчетливо, поскольку у них плохо выражена подошва и кровля, наблюдается неоднородность состава по вертикали, значительно изменяется их мощность, нередко мы имеем толщи сложенные кластолавами, свидетельствующие о выбросе продуктов вулканизма в наземных условиях. Наличие агглютинатов, широкое развитие в пирокластических породах обломков шлака, разнообразие форм вулканогенных обломков, особенно обломков вулканического стекла также подтверждает наземные условия образования. Индекс эксплозивности, сохранившейся от размыва части разрезов в этой зоне кобюминской свиты, составляет около 75%, что в совокупности с вышеперечисленными особенностями состава и строения вулканитов указывает на стромболианский тип извержения в субаэральных условиях. Восточнее примерно в 20 км установлены отложения склоновой и удаленной частей раннеюрского палеовулкана, где накапливались лавовые и пирокластические образования.

**Вторая зона** выделена в центральной части изучаемой территории, отличающейся преобладанием лавовых образований над пирокластическими.

**Лавовые образования** представлены потоками порфировых базальтов. Базальты сложены лейстами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена, оливина, рудного минерала и буровато-зеленым вулканическим стеклом. Во вкрапленниках, наряду с плагиоклазом, встречаются пироксены, реже оливин. Текстура базальтов преимущественно миндалекаменная. Основная масса базальтов имеет интерсертальную и пилотакситувую структуры. Лавовые потоки базальтов хорошо отличимы от подстилающих и перекрывающих их слоев, четко прослеживаются кровли и подошвы потоков. Б.И.Попов отметил особенность распределения миндалин внутри лавового потока, когда максимальное их количество и большие размеры отмечаются в подошве потока, что более характерно для подводных излияний, также как шаровая и подушечная отдельности в потоках базальтов. Базальты подвержены интенсивным вторичным изменениям, особенно широко развиты процессы альбитизации, которые резко отличают их от базальтов западных разрезов, широко развиты и процессы карбонатизации, хлоритизации.

**Эффузивно-обломочные образования.** В верхней части разреза отмечены потоки гиалокластитов мощностью 16 м.

**Туфовый генетический тип** — туфы базальтов лапиллиевой и псаммитовой структуры. Роль псаммитовых туфов увеличивается в восточном направлении. Здесь также широко развиты вулканогенно-осадочные породы, представленные туфоалевролитами и туфопесчаниками, реже туфоконгломератами с хорошо окатанной галькой базальта. Туфогенные отложения содержат многочисленную раннеюрскую морскую фауну.

В этой зоне содержание терригенных и вулканогенно-осадочных (паратифиты) пород до 28%. В нижней части разрезов развиты пестроцветные бурые и сиренево-серые, зеленовато-серые мелкозернистые или среднезернистые преимущественно косослоистые туфопесчаники часто с мелкими линзами пеллециподового ракушняка, а также редкие выклинивающиеся прослойки тонкорассланцованных и обохренных аргиллитов с примесью пирокластического материала и темно-серых плотных алевролитов с мелкими стяжениями диагенетического пирита. В меньшем количестве распространены туфоконгломераты с галькой базальтов. В средних интервалах разреза нередко наблюдается циклическое переслаивание темно-серых сильно-рассланцованных туфоалевролитов и черных аргиллитов.

Индекс эксплозивности в этой зоне равен примерно 20%. Совокупность данных по составу и строению лавовых, пирокластических образований, терригенных пород указывает на формирование вулканитов кобюминской свиты при трещинных извержениях в подводно-морской обстановке.

**Третья зона** выделяется в восточной части региона, где в разрезах свиты преобладают лавовые образования основного состава, представленные потоками и покровами базальтов, чередующихся с толщами тонкого флишоидного переслаивания алевролитов, аргиллитов и в меньшей степени волнисто-слоистых песчаников с линзами известняков и с псаммитовыми литокластическими туфами. Индекс эксплозивности в этой зоне не превышает 10%.

На восточном ограничении региона в бассейне р.Куйдусун для разрезов нижней юры характерны нормальные морские терригенные отложения. В фациально-генетическом отношении наиболее примечательны горизонты флишоидных пород — турбидитов с очень мелкой циклическостью (0,05—0,5, редко до 1 м), выраженной регулярным чередованием в различных количественных соотношениях глинистых алевролитов, аргиллитов, тонкозернистых песчаников нередко с существенной примесью пепловой базальтовой вулканокластики. Отличается и специфический набор текстурных признаков: градационная слоистость, знаки ряби, мелкие подводно-оползневые нарушения, конволютная слоистость, следы ползания илоедов. Границы между флишевыми повторами обычно резкие, а внутри слоевые — постепенные, слабо выраженные.

Геохимический состав эффузивных пород приведен в таблице. При рассмотрении геохимической

Содержание элементов-примесей в эффузивных породах кобюминской свиты (в ppm)

Компоненты	Пробы						
	ш1-5/к-03	ш1-10/к-03	ш1-11/к-03	ш1-17/к-03	ш1-25/к-03	ш1-27/к-03	ш1-33/к-03
Ba	106,34	203,36	245,71	148,36	176,69	682,58	313,89
Sr	309,81	277,03	568,39	339,75	734,29	1161,08	456,13
Rb	2,27	5,91	5,53	7,44	10,43	33,91	6,11
La	10,90	7,84	16,45	9,02	11,69	36,53	8,87
Ce	23,53	17,59	34,67	18,21	25,89	74,61	19,29
Nd	13,63	11,01	18,08	9,91	14,13	28,40	11,92
Sm	3,77	3,40	4,68	2,61	4,24	5,40	3,50
Eu	1,40	1,37	1,69	0,94	1,65	1,67	1,36
Gd	4,65	4,43	5,65	3,14	5,27	5,60	4,32
Dy	3,68	3,83	4,36	2,50	4,31	3,55	3,60
Ho	0,71	0,77	0,84	0,48	0,78	0,66	0,70
Er	1,77	1,91	2,02	1,21	1,83	1,60	1,73
Tm	0,25	0,27	0,27	0,17	0,25	0,22	0,24
Yb	1,52	1,75	1,67	1,06	1,58	1,42	1,53
Lu	0,20	0,23	0,22	0,13	0,18	0,18	0,20
Pr	3,39	2,46	4,51	2,43	3,49	8,14	2,74
Tb	0,67	0,70	0,80	0,43	0,82	0,63	0,63
Y	15,98	17,49	20,27	11,69	17,33	15,69	16,59
Pb	0,51	1,17	0,48	3,14	10,46	4,67	42,65
V	162,52	164,50	177,43	171,20	139,35	88,18	152,34
Cr	174,74	200,48	225,35	175,11	193,24	68,53	194,73
Co	45,09	42,56	34,30	37,82	42,13	23,56	41,07
Ni	126,05	89,46	57,57	61,50	106,52	46,30	97,86
Sc	18,78	22,15	21,41	15,93	21,32	8,25	19,71
Zr	72,14	82,27	70,87	78,11	68,21	143,73	80,12
Nb	15,94	10,19	19,72	17,65	10,62	47,76	11,18
Cs	0,81	0,23	0,24	0,13	9,82	3,35	1,74
Hf	2,32	3,12	1,97	2,74	1,85	3,52	2,54
Ta	1,05	0,76	1,42	1,29	0,69	2,97	0,82
Th	1,30	0,95	2,16	1,04	1,33	5,74	1,09
U	0,37	0,34	0,48	0,49	0,55	1,27	0,36
РЗЭ	70,07	57,56	95,91	52,24	76,11	168,61	60,63
РЗЭ Y	86,05	75,05	116,18	63,93	93,44	184,30	77,22
La/Yb	7,17	4,48	9,85	8,51	7,40	25,72	5,79
Ba/Sr	0,34	0,73	0,43	0,43	0,24	0,58	0,69
Rb/Sr	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Ba/Rb	46,84	34,41	44,43	19,94	16,94	20,12	51,37
Zr/Hf	31,09	26,37	35,97	28,51	36,87	40,83	31,54
Ni/Co	2,79	2,10	1,68	1,62	2,53	1,96	2,38
Cr/V	1,07	1,22	1,27	1,02	1,38	0,77	1,28

Примечание. Состав микроэлементов определен методом ISP-MS на приборе ELEMENT-II в Байкальском аналитическом центре ИИЦ СО РАН; аналитик В.И.Ложкин.

специфики собственно базальтов с помощью мульти-элементных диаграмм следует обратить внимание на значительные колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, K, Ba и Sr), которые могут зависеть от поведения флюидной фазы (рис. 2).

Изменения содержаний менее подвижных высокозарядных элементов (Sc, Y, Th, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta) достаточно ограничены в своих вариациях, поскольку контролируются составом глубинного источника и процессами контаминации или фракционной кристаллизации инициальных расплавов. Значительные колебания в содержаниях свинца в базальтах в данном случае имеют вторичную природу и могут быть связаны с наложенной сульфидной минерализацией.

Распределение содержаний редкоземельных элементов вулканитов, нормированных по составу примитивной мантии, отражено на рис. 2, А. Судя по наклону кривых очевидно обогащение пород подвижными легкими редкими землями вплоть до европия по отношению к тяжелым. Наиболее высокое содержание легких редких земель, а также крупноионных литофильных элементов свойственно наиболее дифференцированным членам базальтовой серии — андезитам, что приближает их по содержанию микроэлементов к базальтам океанических островов (ОИВ). Собственно базальты в целом имеют более низкие концентрации как легких, так и тяжелых редкоземельных элементов по отношению к ОИВ при их нормировании к составу примитивной мантии, прибли-

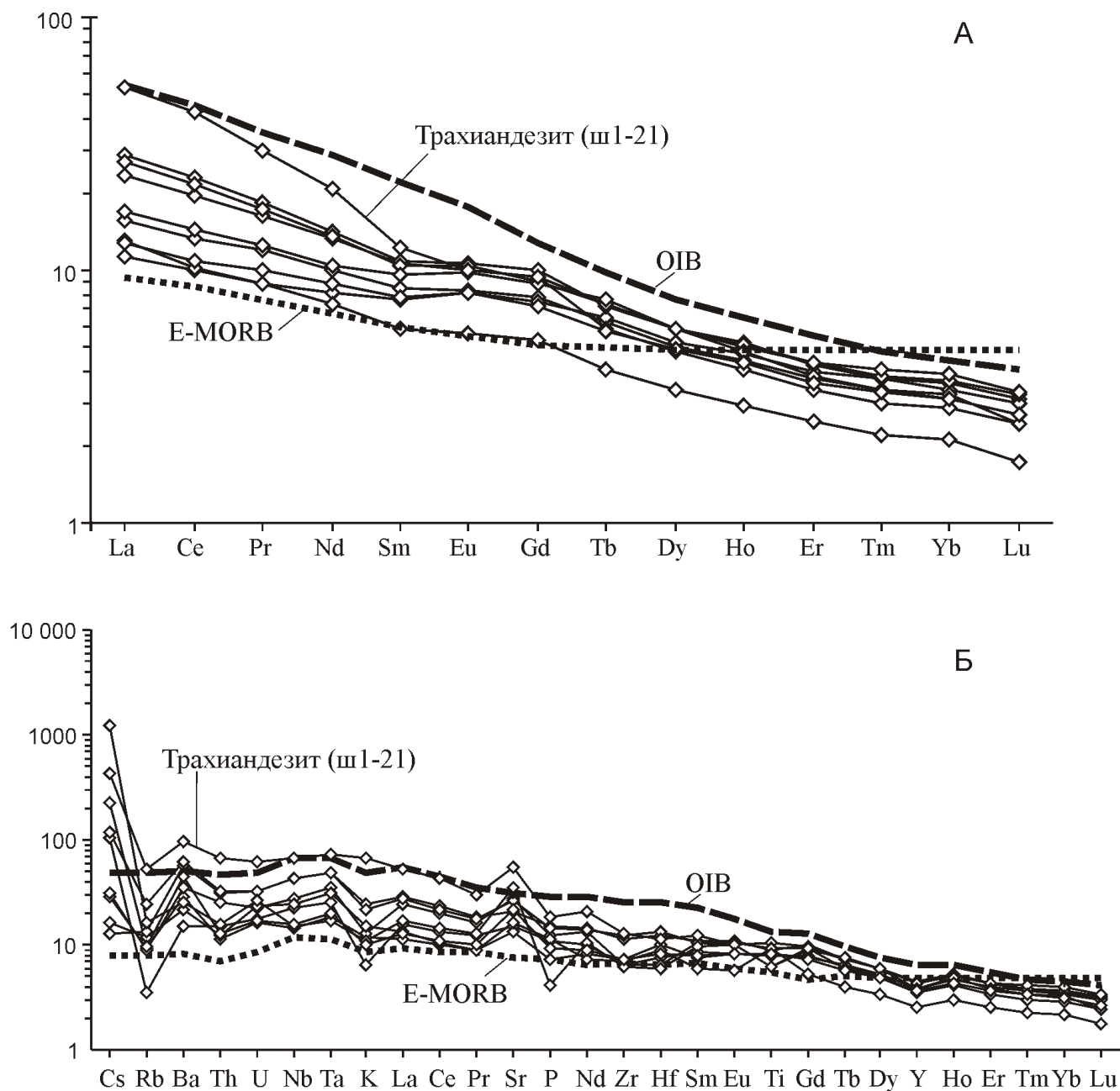
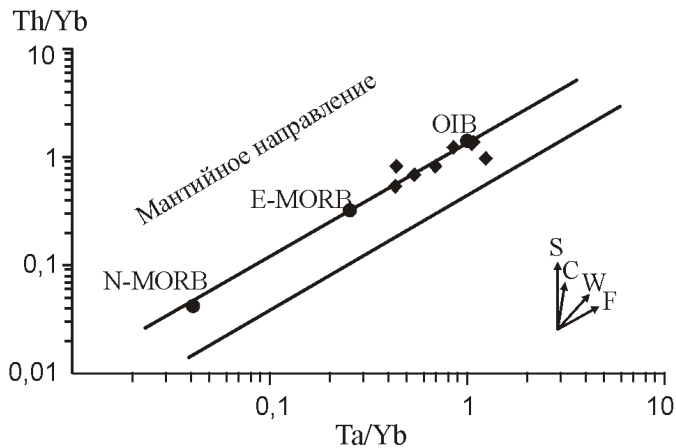


Рис. 2. Содержание редкоземельных (А) и редких (Б) элементов в эффузивах Кобюминского грабена, нормированных к составу примитивной мантии. По Sun, McDonough, 1989





**Рис. 3.** Положение эффузивов Кобьюминского грабена на диаграмме Th/Yb—Ta/Yb. По Pearce, 1983:

векторы показывают направления возможных изменений состава инициальных расплавов: S — субдукционное обогащение, C — коровая контаминация, W — внутриплитное обогащение, F — фракционная кристаллизация

жающиеся к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB). При сравнении вулканитов Кобьюминских грабенов с базальтами океанических островов (OIB), мы акцентируем внимание на отсутствие в тех и других Nb-Ta минимума (см. рис. 2, Б), что указывает на их генетическую связь с внутриплитным мантийным источником, более деплетированным, чем источник для OIB, и на слабое контаминирующее влияние коры.

Возможность коровой контаминации можно оценить по содержанию в эффузивах Th, Ta и Yb. При ее реализации происходит относительное обогащение пород Th относительно Ta и повышение Th/Yb. Исследуемые базальты образуют тренд (рис. 3), расположенный в пределах мантийного тренда между базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB) и базальтами океанических островов (OIB). При этом часть составов базальтов тяготеет к базальтам океанических островов, а остальные занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов. Положение базальтов относительно тренда мантийной корреляции исключает заметное влияние материала коры на состав исходных для них расплавов.

Раннеюрский вулканизм на исследуемой территории проявился в шельфовой и склоново-континентальной области Оймяконского океана в пределах окраинно-континентального морского седиментационного бассейна [2]. Изучение осадочных пород кобьюминской свиты нижней юры показало, что в целом они имеют существенно терригенный состав: песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, при подчиненной роли грубообломочных, образующих хорошо стратифицированные, ча-

сто циклического строения пачки, толщи, чередующиеся с типичными вулканическими образованиями. В генетическом отношении терригенные отложения нижнеюрской кобьюминской свиты сформировались в зоне активного проявления андезит-базальтового вулканизма в прибрежно-морской обстановке островного шельфа Оймяконского океанического бассейна, в пределах которого были широко развиты глубоководные «иловые» впадины, выполненные алевритовыми, алеврито-глинистыми осадками, нередко с синхронными подводно-лавовыми излияниями.

Изучение петрохимических свойств продуктов раннеюрского вулканизма показало, что в процессе вулканических извержений сформировалась ассоциация щелочных существенно калиевых и калиево-натриевых базальтов, толеитовых, субщелочных калиево-натриевых базальтов, андезибазальтов и андезитов нормального и субщелочного ряда. Анализ распределения редких и редкоземельных элементов показал близость вулканических пород раннеюрского возраста к эффузивным породам вулканических островов, формирующихся на океанических сводово-вулканических поднятиях. В то же время по своим петрохимическим и геохимическим особенностям раннеюрские вулканиты весьма близки вулканическим породам континентальных рифтовых систем. Надо отдать должное, эта особенность неоднократно подчеркивалась предыдущими исследователями.

О рифтовой природе раннеюрских вулканогенных образований свидетельствует сосредоточенность вулканитов в пределах грабенов, ориентировка которых совпадает с субширотной ориентировкой Кобьюминской системы складок и ограничивающих ее разломов, широкое развитие сбросовых разрывных нарушений, субпараллельных граничным разломам и обусловившим асимметрично-блоковое строение структуры. Поперечное простирание Кобьюминской системы складок по отношению к окружающим структурам также является дополнительным признаком формирования эффузивов в области базальтового магматизма, локализованного в местах максимального растяжения — рифтовых впадинах и их ближайшем окружении.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Грищенко В.С., Князев В.Г.* Новые данные о стратиграфии и районировании юрских отложений западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области // Вестник Госкомгеологии. — Якутск, 2010. № 1. С. 26—38.
2. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
3. *Шепелева Я.П.* Новые данные о составе раннеюрских вулканитов Кобьюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса // Наука и образование. — Якутск, 2004. № 4 (36). С. 112—124.

## Природа крупнообломочного материала алмазоносного базального горизонта карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы по геохимическим данным

Л.И.ПОЛУФУНТИКОВА (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, ГСП, г.Якутск, ул.Белинского, д.58), С.А.ГРАХАНОВ (ОАО «Нишне-Ленское»; 67700, г.Якутск, ул.Кирова, 18, блок «Б»), О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, А.П.СМЕЛОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), К.Н.ЕГОРОВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

В районе Булкурской антиклинали алмазоносные породы карнийских отложений являются туффитами. Среди крупнообломочного материала преобладают базальт (лейкобазальт)-трахибазальты. По данным рентгеноспектрального анализа, установлено, что плагиоклаз в исследованных образцах представлен альбитом, а интерсертальная масса — шамозитом и гидрослюдами. С петрографической позиции такие породы соответствуют спилитам. Содержание редких и редкоземельных элементов в трахибазальтах и лапиллях и сходство спектров их распределения свидетельствуют о единой генетической природе этих компонентов туффитов.

*Ключевые слова:* алмазы, карнийский ярус, туффиты, трахибазальты, спилиты.

Полуфунтикова Лена Идененовна, pli07@list.ru  
Граханов Сергей Александрович, grahanovsa@nlykt.ru  
Олейников Олег Борисович  
Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru  
Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru

## The origin of rudaceous material from the basal diamondiferous horizon of the Carnian stage in the northeastern Siberian platform as derived from geochemical data

L.I.POLUFUNTIKOVA, S.A.GRACHANOV, O.B.OLEYNIKOV, A.P.SMELOV, K.N.EGOROV

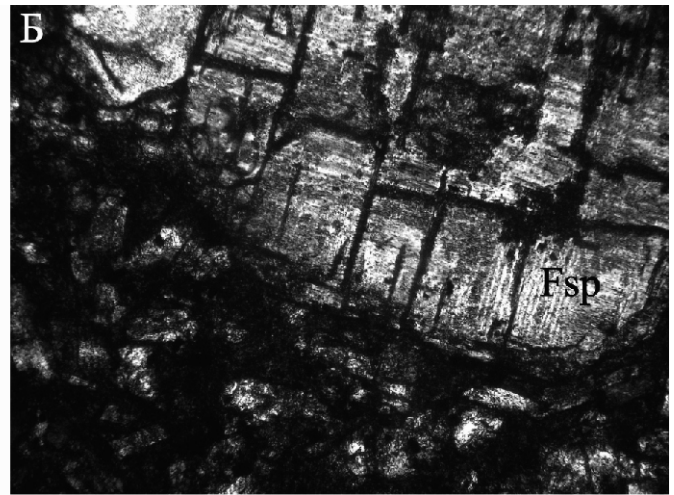
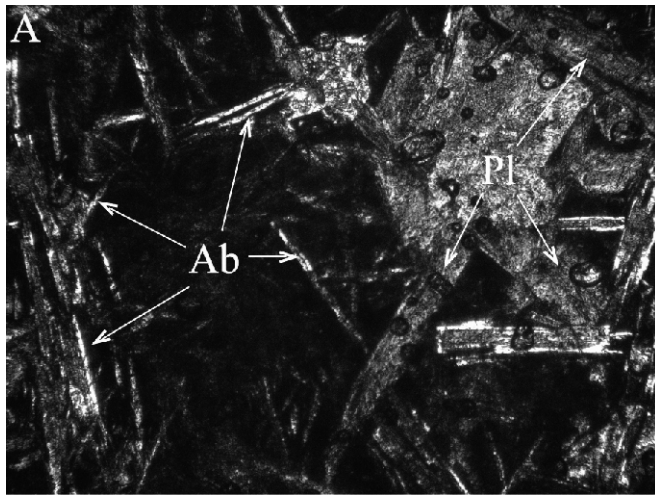
Within the Bulkur anticline area, diamond-bearing rocks of Carnian age are represented by tuffites. The rudaceous material is dominated by basalt (leucobasalt)-trachybasalts. The results of X-ray spectrographic analysis showed that plagioclase occurs as albite in the studied samples and that intersertal mass consists of chamosite and hydromica. Petrographically, the rocks correspond to spilite. The contents of rare and rare earth elements in trachybasalt and lapilli and their similar distribution spectra are indicative of a common genesis of these tuffite components.

*Key words:* diamond, Carnian stage, tuffite, trachybasalt, spilite.

Россыпные месторождения северо-востока Сибирской платформы кайнозойского и мезозойского возрастов содержат не типичный для коренных месторождений Якутии спектр алмазов, в котором доля кристаллов северного или эбеляхского типа (II V VII разновидности) составляет от 5 до 60%. Алмазы эбеляхского типа представлены графитизированными ромбододекаэдроидами V разновидности, сростками додекаэдроидов VII разновидности с легким ( $^{13}\text{C}$  23‰) изотопным составом углерода и желтыми кубоидами II разновидности с промежуточным составом углерода ( $^{13}\text{C}$  13,6‰) [4]. Наиболее древними образованиями, в которых установлены алмазы северного типа, являются грубообломочные породы карнийского яруса [1], выделенные в разрезе верхнетриасовых отложений, развитых по северному и восточному обрамлениям Сибирской платформы. Большинство исследователей придерживается точки зрения, что данные образования и их алмазоносность обусловлены разрушением окружающих пород: более древних алмазоносных кимберлитов и неизвес-

тных источников алмазов V и VII разновидностей. Исследования последних лет показали, что в районе Булкурской антиклинали (низовья р.Лена) в составе карнийских отложений преобладает туфогенный материал, а сами породы являются туффитами [2, 3].

В решении этой дискуссионной проблемы важную роль играет природа крупнообломочного материала магматического генезиса: образовался ли он в результате разрушения базитов трапповой формации или представляет собой продукт своеобразного вулканизма. С целью определения его природы и возможных областей сноса были изучены породы из алмазоносных карнийских отложений Булкурской антиклинали. Базальный горизонт мощностью 0,1—1,0 м сложен слабо литифицированной ожелезненной песчано-глинистой массой, несортированными обломками пород и характеризуется высоким содержанием пиропов (50% массы тяжелой фракции), ураганными концентрациями несортированных алмазов (10 кар/м<sup>3</sup>) и аномальным содержанием анатаза [2].



**Рис. 1.** Трахибазальты из крупнообломочного материала туффов карнийского яруса. *Николи скрещены. Ув. 25:*

А — лейкобазальт хлоритизированный, карбонатизированный; текстура пористая, структура апоофитовая; первичные плагиоклазы (Pl) обычно сосюритизированы, а реликтовые удлиненные лейсты представлены альбитом (Ab); Б — хлоритизированный трахибазальтовый порфирит; текстура трещиноватая, катаклазированная; структура апопорфиривая, апоинтерсерральная, апомикролитовая; порфировые выделения представлены полевыми шпатами (Fsp)

Большинство обломков преимущественно шаровидной и эллипсоидной формы представлено размерностью 2,5—5,0 см и реже 1,0—2,5 см. Среди них преобладают породы магматического происхождения (87%), количество осадочных пород составляет 13%. При микроскопических исследованиях устанавливается, что магматические породы (75%) в основном представлены базальт (лейкобазальт)-трахибазальтами (рис. 1), в подчиненном количестве (25%) обломки состоят из андезитов, гранит-порфиров, кристалло-витрокластических туфов и туффопесчаников.

Структура пород базальт-трахибазальтов порфиривая и апоофитовая. Порфировые выделения нередко имеют идиоморфную форму и представлены незначительно серицитизированным и (или) сосюритизированным плагиоклазом и псевдоморфозами хлорит-гидрослюдистых агрегатов по оливину и клинопироксену. Структура основной массы трахитовая, насыщенная лейстами полевого шпата. В межзерновом пространстве заключены чешуйчатые агрегаты хлорита, гидроксиды железа и карбонат. В основной массе наблюдаются мелкие зерна апатита. Аксессуарные минералы: ортит, сфен, циркон, рудный минерал. По данным рентгеноспектрального анализа установлено, что плагиоклаз в исследованных образцах представлен альбитом, а интерсерральная масса — шамозитом и гидрослюдами (табл. 1). С петрографической позиции (наличие альбита в основных вулканитах) такие породы следует называть спилитами — основными вулканическими породами, преобразованными под влиянием морской воды.

Породы группы андезитов встречены в виде единичных обломков. Макроскопически это плотная тем-

но-серая порода. Структура изменяется от порфиривой до афиривой и характеризуется малым количеством фенокристаллов и их малыми размерами. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, измененным пироксеном. Характерны обломки кристаллов плагиоклаза. Структура основной массы микролитовая. Основная масса составляет 50—75% объема, сложена лейстами плагиоклаза, стеклом, мелкими зернами клинопироксена, магнетита и игольчатыми кристалликами апатита. Из вторичных минералов присутствуют карбонат, хлорит и гидрослюды, агрегаты которых замещают вулканическое стекло.

Кристалло-витрокластические туфы состоят из крупных и мелких кристаллов полевых шпатов и их осколков, а также девитрофицированных рагулек пепловых частиц. Все кластические обломки сцементированы тонкораспыленным пирокластическим материалом. Основным связующим материалом служит вулканическое стекло с афиривой и вариолитовой структурой.

Цементирующая масса базального горизонта (на контакте с перекрывающими серыми песчаниками (туффопесчаниками) карнийских отложений представлена песчаной фракцией, сложенной кварцем и полевыми шпатами, пропластками гидрослюдисто-хлоритового состава, а также округлыми, линзовидными и веретенообразными лапиллями [2]. Лапилли сложены тонкокристаллическим агрегатом глинистых минералов с остроугольными обломками кварца и кислого плагиоклаза. По химическому составу минералы галечного материала, лапиллей и песчанисто-глинистой массы почти не различаются: связующая масса представлена железистым хлоритом (шамозитом), гидрослюдой, гидрогётитом, обломки минералов —



**1. Представительные анализы минералов обломков трахибазальтов и лапиллей туффигов из базального горизонта карнийского яруса (в %)**

Анализы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total	Минералы
<i>Крупнообломочный материал</i>												
165-15/3	67,30	—	20,00	0,23	0,66	0,20	—	—	11,19	0,03	99,41	Альбит
165-15/7	68,84	—	20,56	—	—	—	—	—	11,40	0,50	101,30	Альбит
165-35/9	68,75	—	19,86	—	—	—	—	—	11,58	—	100,18	Альбит
165-15/6	0,92	95,43	0,27	—	1,07	0,17	0,13	—	0,33	0,08	98,40	Рутил
165-15/7	25,84	0,31	19,86	0,06	41,07	3,67	0,21	0,36	0,27	0,01	91,67	Шамозит
165-15/1	—	98,99	—	—	—	—	—	—	—	—	98,99	Рутил
165-15/2	—	97,56	—	—	1,06	—	—	—	—	—	98,62	Рутил
165-35/4	25,44	0,07	20,13	—	38,62	4,35	—	0,21	0,15	0,16	89,13	Шамозит
165-35/5	26,37	2,36	20,36	—	36,90	3,98	—	—	—	0,61	90,58	Шамозит
165-35/5	67,08	0,22	20,91	0,20	0,56	0,04	—	—	10,56	0,69	100,26	Альбит
<i>Лапилли</i>												
БГ-1-4	27,05	—	20,40	—	33,08	3,55	—	—	—	1,30	85,37	Шамозит
БГ-1-2	8,67	—	7,97	—	56,78	1,87	3,50	0,85	—	—	79,63	Гидрогётит
БГ-1-3	37,58	—	28,17	—	11,74	2,81	—	—	1,06	5,70	87,05	Гидрослода
БГ-1-6	64,78	—	18,61	—	—	—	—	—	10,41	—	93,79	Анальцим
БГ-1-5	61,09	—	18,08	—	—	0,95	—	—	0,95	14,23	94,35	Микроклин
БГ-1-5/1	67,51	—	19,31	—	—	—	—	—	11,18	—	98,00	Альбит

*Примечание.* Анализы минералов выполнены на электронном микроскопе JEOLJSM-6480LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 1 нА в ИГАБМ СО РАН. г. Якутск; аналитик С.К. Попова.

альбитом, рутилом, измененным калиевым полевым шпатом и барофильными минералами (пироп, хромшпинелид, пикроильменит, алмаз) (см. табл. 1).

Анализ химического состава (табл. 2) измененных обломков трахибазальтов (спилитов) показал, что они сильно изменены и по соотношению кремнезема и суммы щелочей близки к ультраосновным породам (рис. 2).

В большинстве исследуемых пород отмечаются повышенные концентрации глинозема (16,85—24,65%) и наблюдаются высокие содержания фосфора (до 7,89%). Характерной особенностью химического состава пород являются повышенные концентрации железа (17,8—38,1%) и низкие содержания магния (0—2%, в редких случаях 3,5%). Породы характеризуются высокой степенью вторичных изменений. На диаграмме трендов выветривания фигуративные точки смещены относительно тренда начальной стадии выветривания и отражают миграцию щелочей и кальция во время разрушения первичного плагиоклаза (рис. 3). О выносе щелочей из полевых шпатов также свидетельствует и индекс химического выветривания CIA  $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$  100, значения которого для большинства образцов обломков трахибазальтов превышает 60. На диаграммах Бисуика-Сузи [7] большинство фигуративных точек отклоняются от трендов неизмененных пород, что объясняется высокими содержаниями алюминия и железа (рис. 4).

Содержание редких и редкоземельных элементов в трахибазальтах и лапиллях (табл. 3) и сходство спектров их распределения свидетельствуют об их единой генетической природе (рис. 5). Распределение редких элементов на многокомпонентной диаграмме для трахибазальтов (спилитов) носит в целом дифференцированный характер  $(La/Lu)_n$  от 4 до 10 с четкими минимумами для Nb-Ta, Zr-Hf, также по Sr и Th (см. рис. 5). Сравнение полученных данных по распределению редкоземельных элементов в трахибазальтах с трахидолеритами Эбехаинского дайкового пояса [6], расположенного не далеко от выходов алмазных верхнетриасовых отложений, показало, что последние не могли являться источником обломочного материала для карнийских отложений. Иначе говоря, крупнообломочный материал галечной формы представляет собой не продукт разрушения

Содержание редких и редкоземельных элементов в трахибазальтах и лапиллях (табл. 3) и сходство спектров их распределения свидетельствуют об их единой генетической природе (рис. 5). Распределение редких элементов на многокомпонентной диаграмме для трахибазальтов (спилитов) носит в целом дифференцированный характер  $(La/Lu)_n$  от 4 до 10 с четкими минимумами для Nb-Ta, Zr-Hf, также по Sr и Th (см. рис. 5). Сравнение полученных данных по распределению редкоземельных элементов в трахибазальтах с трахидолеритами Эбехаинского дайкового пояса [6], расположенного не далеко от выходов алмазных верхнетриасовых отложений, показало, что последние не могли являться источником обломочного материала для карнийских отложений. Иначе говоря, крупнообломочный материал галечной формы представляет собой не продукт разрушения

## 2. Химический состав трахибазальтов из крупнообломочного материала туффилов карнийского яруса (в %)

Компоненты	Анализы										
	2	6	11	12	14	15	16	22	24	25	35
SiO <sub>2</sub>	38,70	30,60	39,07	33,94	35,61	35,74	42,78	42,69	30,59	43,56	44,00
TiO <sub>2</sub>	1,03	1,77	1,69	1,98	2,14	1,38	1,31	1,14	1,69	1,04	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,04	15,57	18,01	17,61	19,42	19,45	20,26	20,88	16,88	20,37	20,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,04	16,62	12,42	12,27	18,45	14,34	16,01	13,60	22,24	10,36	8,03
FeO	16,68	4,65	5,54	9,76	7,84	13,03	5,25	8,00	3,13	9,93	11,49
MnO	0,05	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,04	0,05	0,07	0,04	0,04
MgO	1,59	0,93	0,95	—	1,06	2,67	0,76	1,24	0,13	0,77	1,24
CaO	2,24	11,97	7,97	9,77	3,17	1,77	2,66	1,76	10,17	2,65	1,88
Na <sub>2</sub> O	2,99	1,77	3,21	2,08	1,94	1,93	3,73	4,28	1,59	4,21	4,57
K <sub>2</sub> O	0,74	0,57	0,59	0,51	0,66	0,37	1,08	0,55	0,48	0,39	0,54
H <sub>2</sub> O	1,12	1,51	1,59	1,38	1,93	1,63	1,15	0,94	1,65	0,71	1,03
H <sub>2</sub> O	6,25	6,03	5,47	6,33	7,05	7,75	5,60	5,34	6,7	5,77	5,72
ППП	0,53	1,08	0,92	0,72	0,74	0,59	0,9	0,63	0,93	0,18	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	7,87	4,17	4,92	1,11	0,15	0,11	0,1	5,49	0,17	0,15
Сумма	100,61	101,00	102,03	101,32	101,19	100,87	101,64	101,20	101,74	100,15	100,51

Примечание. Анализы выполнены методом мокрой химии в ИГАБМ СО РАН. г. Якутск; аналитик Л.Т.Галенчикова.

более древних вулканических пород, а должен рассматриваться как литокласты, которые вместе с лапиллями и цементирующим их материалом связаны

единым сложным механизмом эндогенной транспортировки глубинных алмазосных магм к поверхности и последующих гипергенных изменений.

Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, %

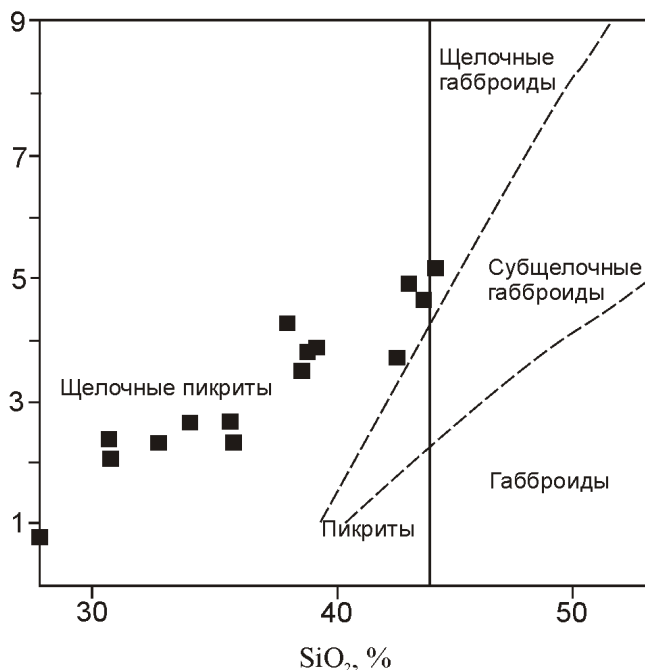


Рис. 2. Классификационная диаграмма Na<sub>2</sub>O K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> для трахибазальтов из крупнообломочного материала туффилов карнийского яруса

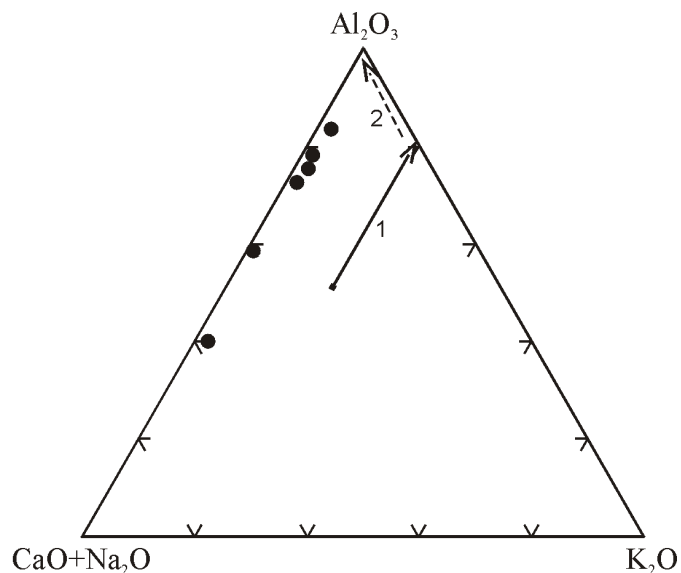


Рис. 3. Диаграмма CaO Na<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—K<sub>2</sub>O трендов выветривания для трахибазальтов из крупнообломочного материала туффилов карнийского яруса [5]:

тренды: 1 — начальной стадии выветривания; 2 — прогрессивного выветривания

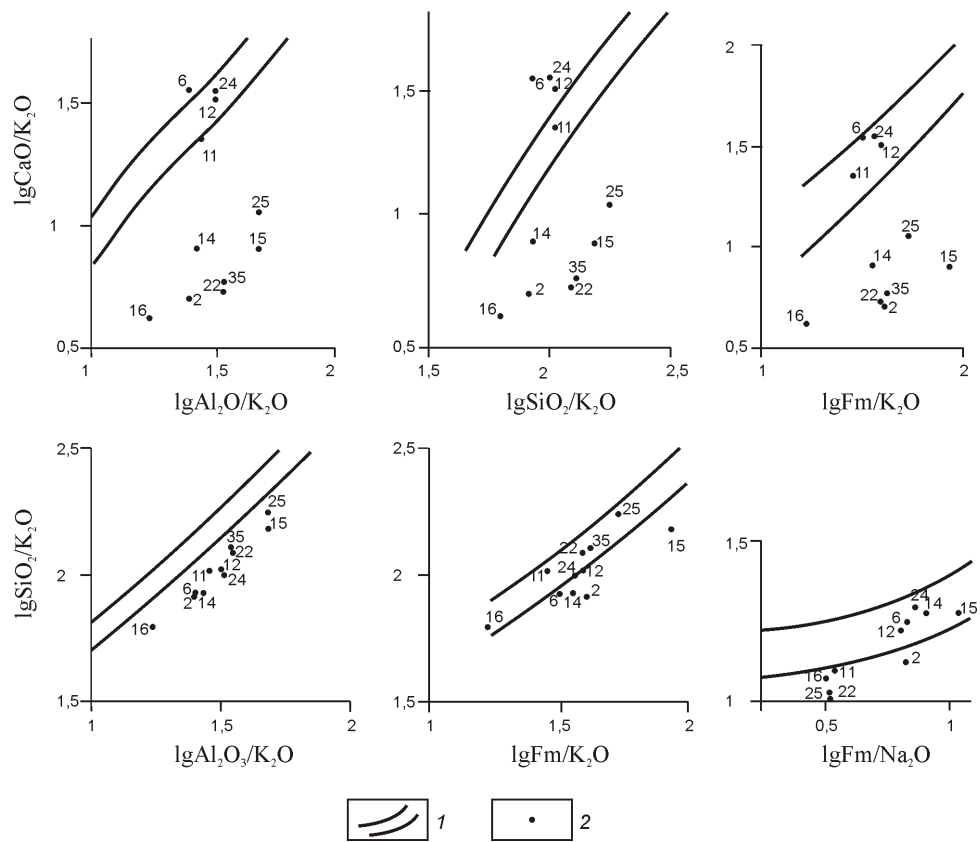


Рис. 4. Диаграммы Бисуика—Суси для трахибазальтов из крупнообломочного материала туффигов карнийского яруса [7]:

1 — тренды поля неизменных вулканитов; 2 — трахибазальты карнийского яруса; на диаграммах — десятичные логарифмы отношений молекулярных количеств оксидов; Fm— $\text{Fe}_2\text{O}_3$  FeO MgO MnO

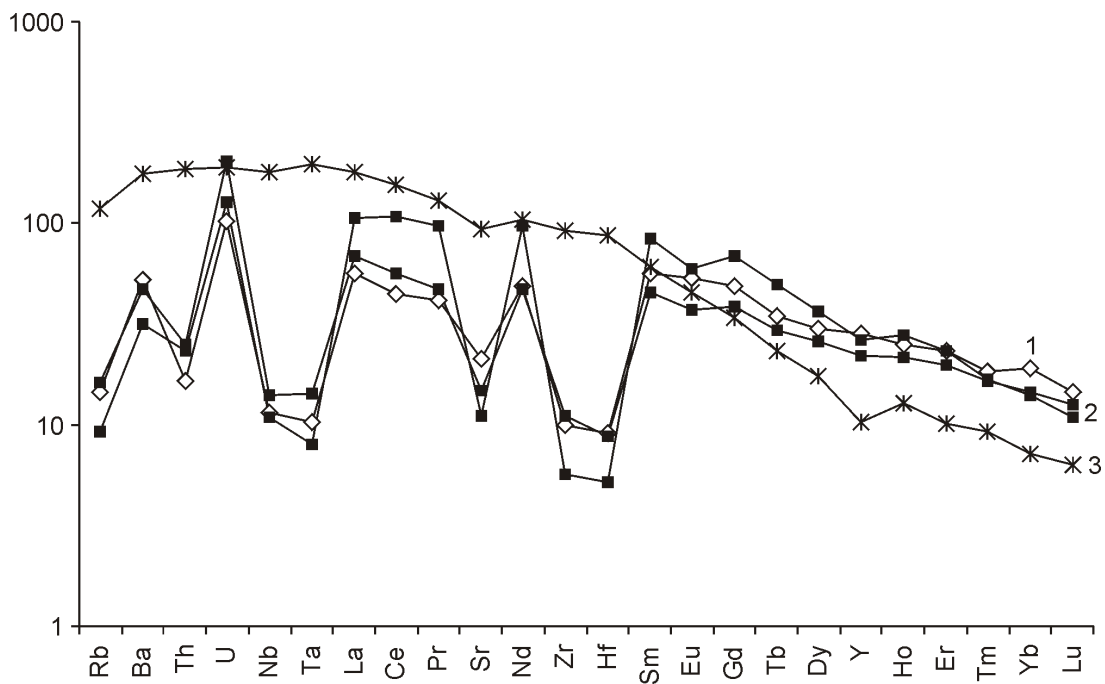


Рис. 5. Многокомпонентная диаграмма редких элементов для пород карнийского яруса и трахидолеритов Эбеаинского дайкового пояса, нормализованных на примитивную мантию по работе [8]:

1 — литокласты (см. табл. 3, анализ 2); 2 — лапилли (см. табл. 3, анализы 6, 7); 3 — трахидолерит Эбеаинского дайкового пояса (см. табл. 3, анализ 8 [6])



3. Содержание микроэлементов (в г/т) в литокластах (анализы 1—5), лапиллях (анализы 6, 7) туффинов карнийского яруса и базальтах Эбегаинского дайкового пояса (анализ 8)

Элементы	Образцы (анализы)							
	12 (2)	14 (3)	15 (1)	22 (4)	25 (5)	2/2b (6)	2/2 (7)	t/d (8)
Rb	9,3	11,5	5,8	7,7	6,3	10,3	5,9	75,8
Ba	368	345	260	302	346	330	222	1226
Th	1,41	1,17	1,18	12,3	18,9	2,13	1,98	15,71
U	2,1	0,65	0,53	2,8	6,4	4,3	2,7	4,0
Nb	8,3	7,5	12,0	92	105	10,	7,7	127,23
Ta	0,42	0,40	0,38	8,0	10,9	0,59	0,33	8,03
La	39	12,1	6,1	104	587	47	73	124
Ce	80	36	16,5	141	320	101	194	275
Pr	11,4	5,1	2,1	18,0	123	13	27	35
Sr	446	131	66	190	225	311	232	1986
Nd	66	29	11,2	59	518	63	132	141
Zr	111	72	65	855	1252	123	63	1023
Hf	2,8	1,77	1,89	17,5	31	2,7	1,6	26,7
Sm	25	10,7	3,1	8,0	87	20	37	27
Eu	9,0	3,2	0,76	1,67	12,6	6,3	10,	7,64
Gd	29	10,6	3,3	7,3	60	23	41	20
Tb	3,7	1,36	0,46	1,22	6,9	3,2	5,4	2,52
Dy	22	6,9	2,7	8,2	34	19,0	27,0	12,9
Y	129	35	13,1	45	144	100	120	47
Ho	4,1	1,20	0,49	1,88	6,2	3,55	4,59	2,11
Er	11,2	3,1	1,47	5,6	17,7	9,4	11,1	4,9
Tm	1,35	0,35	0,16	0,87	2,5	1,23	1,25	0,68
Yb	9,4	2,5	1,07	6,8	17,1	7,2	6,9	3,6
Lu	1,07	0,27	0,14	0,83	2,2	0,93	0,81	0,47

Примечание. Анализы выполнены: 1—5 в ИГМ СО РАН на LA ISP-MS; 6, 7 — ИЗК СО РАН на LA ISP-MS; 8 — данные работы [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 24.1 и Интеграционного проекта СО РАН № 72.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
2. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3—12.
3. Граханов С.А., Сулейманов А.М., Голубев Ю.К. Пирокласты северо-востока Сибирской платформы как источник россыпных алмазов // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 45—48.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра. 2003.
5. Интерпретация геохимических данных. Учебное пособие / Под ред. Е.В.Склярова. — М.: Интермет. Инжиниринг, 2001.
6. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Иванов П.О. О возможном нетрадиционном коренном источнике алмазов Эбеляхских россыпей (Якутская кимберлитовая провинция) // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 13—18.
7. Beswick A.E., Soucie G.A. A correction procedure for metasomatism in an archaean greenstone belt // Precambrian Res. 1978. Vol. 2. № 2. Pp. 235—248.
8. Sun S.S. McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Sauders A.D. Norry M.J. Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. Pp. 313—345.

## Особенности гидрогеологических условий урбанизированных территорий криолитозоны и основные проблемы борьбы с их подтоплением (на примере г.Якутск)

В.В.ШЕПЕЛЕВ (Институт мерзлотоведения им.П.И.Мельникова СО РАН; 677010, г.Якутск, ул.Мерзлотная, д.36), Т.Р.ЧЖАН (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Рассмотрены гидрогеологические особенности урбанизированных территорий криолитозоны на примере г.Якутск. Дана характеристика отдельных выделенных подтипов надмерзлотных вод, формирующихся в самой верхней части мерзлотно-гидрогеологического разреза. Отмечены основные проблемы, затрудняющие проведение эффективной борьбы с подтоплением урбанизированных территорий криолитозоны надмерзлотными водами.

*Ключевые слова:* надмерзлотные воды, многолетнемерзлые породы, сезонно-талый слой, криолитозона, надмерзлотная верховодка, надмерзлотные грунтовые воды.

Шепелев Виктор Васильевич, shepelev@mpi.ysn.ru  
Чжан Татьяна Рудольфовна, tashachzhan@yandex.ru

## Special hydrogeological features of urbanized territories in permafrost area: key issues of the flooding prevention (the Yakutsk case history)

V.V.SHEPELEV, T.R.ZHANG

This article discusses the specific features of urban hydrogeology in permafrost regions taking Yakutsk as an example. It presents characterization of the types of suprapermafrost water identified in the top of the permafrost-groundwater profile. The main problems that impede effective control of suprapermafrost water logging in urban areas are outlined.

*Key words:* suprapermafrost water, permafrost, active layer, permafrost zone, suprapermafrost perched water, suprapermafrost soil water.

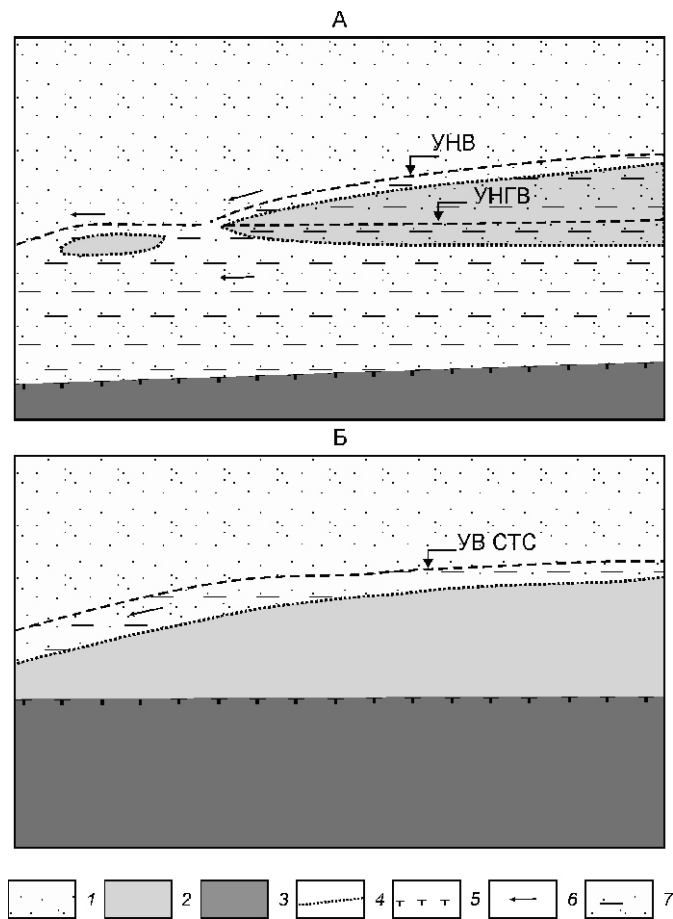
Подземные воды в области распространения многолетнемерзлых пород подразделяются на три основных типа: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные [5, 6]. Гидрогеологические особенности осваиваемых территорий криолитозоны связаны в основном с функционированием надмерзлотных вод, формирующихся на мерзлых горных породах, которые в талом состоянии могут быть водопроницаемыми, но при промерзании, когда все их поры и трещины заполняются льдом, они становятся водоупорными. Поскольку по продолжительности промерзания горные породы подразделяются на сезонно-мерзлые и многолетнемерзлые, то и надмерзлотные воды различают прежде всего по этому признаку, выделяя три основных подтипа: надмерзлотную верховодку, воды сезонно-талого слоя и надмерзлотные грунтовые воды [7, 9].

*Надмерзлотная верховодка* формируется на участках существования мерзлых пород несливающего типа, а также вне криолитозоны в области развития глубокого сезонного промерзания горных пород [3]. Водоупором, на котором скапливаются эти

воды, служит кровля оттаивающего в летний период сезонно-мерзлого слоя, представленного льдистыми горными породами (рис. 1, А). После полного протаивания этого слоя надмерзлотная верховодка прекращает свое существование и вновь формируется лишь в теплый период следующего года.

В целом надмерзлотной верховодке присущи следующие гидрогеологические особенности: 1) существует только в течение определенной части теплого периода года и исчезает при полном протаивании сезонно-мерзлого слоя горных пород; 2) имеет незначительную мощность (от нескольких сантиметров до 0,3 м); 3) пространственно, как правило, не выдержана, ввиду неравномерности протаивания сезонно-мерзлых горных пород; 4) характеризуется деграционным характером изменения положения сезонно-мерзлого водоупора, на котором она формируется; 5) отличается отсутствием гидростатического напора.

Время существования надмерзлотной верховодки определяется в основном мощностью, льдистостью и температурой пород сезонно-мерзлого слоя и исчис-



**Рис. 1. Основные подтипы надмерзлотных вод:**

А — надмерзлотная верховодка и надмерзлотные грунтовые воды; Б — воды сезонно-талого слоя; породы: 1 — талые неводоносные, 2 — сезонно-мерзлые деятельного слоя, 3 — многолетнемерзлые; 4 — границы сезонно-мерзлых пород деятельного слоя; 5 — верхняя граница многолетнемерзлых пород; 6 — направление движения подземных вод; 7 — талые водоносные породы; уровни: НВ — надмерзлотной верховодки, СТС — сезонно-талого слоя, НГВ — надмерзлотных грунтовых вод

ляется от нескольких суток до 2 летних месяцев. Несмотря на кратковременность существования и незначительную мощность, надмерзлотная верховодка играет значительную роль в обводненности пород деятельного слоя, а также в режиме надмерзлотных грунтовых и поверхностных вод.

На урбанизированных территориях криолитозоны надмерзлотная верховодка формируется на локальных участках, где сезонно-мерзлый слой горных пород не сливается с кровлей многолетнемерзлой толщи. Подобные участки имеют, как правило, техногенное происхождение и связаны с местами аварийных утечек из систем теплоснабжения и канализации, складирования бытовых и производственных отходов и др.

**Воды сезонно-талого слоя** формируются на площадях распространения мерзлых пород сливающего

типа, когда слой сезонного промерзания достигает кровли многолетнемерзлой толщи. По своим гидрогеологическим особенностям эти воды имеют некоторые общие черты с надмерзлотной верховодкой. Они также образуются в теплый период года в деятельном слое на мерзлом (криогенном) водоупоре, кровля которого смещается вниз по разрезу, в связи с сезонным протаиванием льдистых горных пород (см. рис. 1, Б). Однако в отличие от надмерзлотной верховодки воды сезонно-талого слоя могут существовать не только в течение всего теплого периода года, но и в первые зимние месяцы до полного промерзания слоя сезонного протаивания горных пород. При этом они могут приобретать криогенный гидростатический напор, связанный с промерзанием водосодержащих горных пород.

На осваиваемых территориях криолитозоны питание вод сезонно-талого слоя осуществляется не только за счет инфильтрации талых снеговых вод, выпадающих атмосферных осадков в теплый период года и процессов конденсации влаги в зоне аэрации горных пород, но и за счет утечек воды из различных водонесущих коммуникаций, поливных вод и др. Кроме того, режим надмерзлотных вод сезонно-талого слоя существенно нарушается возводимыми дорожными насыпями, играющими роль своеобразных линейных «криогенных барражей», задерживающих естественный сток этих вод.

**Надмерзлотные грунтовые воды** в отличие от рассмотренных двух подтипов имеют не сезонное, а постоянное существование в течение определенного многолетнего периода. Формируются они на участках развития несквозных субаэральных и субаквальных таликовых зон в многолетнемерзлых горных породах, т.е. залегают не на литологических, а на криогенных водоупорах.

Субаэральные талики на урбанизированных территориях криолитозоны в основном техногенного происхождения, формируясь в местах аварийных утечек из сетей водо- и теплоснабжения, канализационных систем, а также под отапливаемыми зданиями, построенными без проветриваемых подполий, на участках скопления загрязненных поверхностных бытовых и производственных стоков. Надмерзлотные грунтовые воды субаэральной зоны насыщения, как правило, имеют высокую минерализацию, величина которой может достигать 20—50 г/л и более. По существу, это уже подземные надмерзлотные рассолы, которые сохраняются в жидком состоянии при отрицательной температуре водосодержащих пород (надмерзлотные криопэги). Высокая концентрация в этих водах различных химических элементов делает их весьма агрессивными по отношению к подземным бетонным и металлическим конструкциям.

Субаквальные талики формируются в области распространения многолетнемерзлых пород под существующими озерами и водотоками. Надмерзлотные



грунтовые воды субаквальной зоны насыщения на урбанизированных территориях имеют различную мощность (2—20 м и более). Минерализация их в большинстве случаев относительно повышенная (до 3—5 г/л).

Гравитационный сток надмерзлотных грунтовых вод, формирующихся в субэдральных чашах протаивания мерзлых пород и в подозерных таликах, как правило, отсутствует в связи с очаговыми условиями их питания и распространения. Однако для надмерзлотных грунтовых вод, обладающих высокой минерализацией, свойственна нисходящая миграция вниз по разрезу за счет диффузионных процессов. Это вызывает деградацию подстилающих их многолетнемерзлых пород и развитие различных по форме просядочных явлений.

Помимо надмерзлотных вод, на урбанизированных территориях криолитозоны локальное распространение могут иметь и межмерзлотные воды. Формируются они обычно на участках, где надмерзлотные грунтовые водоносные горизонты подвергаются многолетнему промерзанию сверху. Межмерзлотные воды обладают, как правило, гидростатическим напором, повышенной минерализацией и имеют часто отрицательную температуру (межмерзлотные криопэги).

Надмерзлотные и межмерзлотные подземные воды на осваиваемых территориях криолитозоны изучаются ограниченно. Поэтому безусловный интерес представляют многолетние мерзлотно-гидрогеологические исследования, проведенные Институтом мерзловедения им. П. И. Мельникова СО РАН и кафедрой мерзловедения геологоразведочного факультета Северо-Восточного федерального университета на территории г. Якутск [1, 2, 4, 8, 10].

Криолитозона в районе данного крупного города характеризуется сплошным распространением, значительной мощностью (около 270—320 м) и достаточно низкой температурой горных пород на глубине годовых колебаний (минус 2—5 С). До глубины 20—30 м многолетнемерзлая толща представлена льдистыми дисперсионными аллювиальными отложениями (супеси, суглинки, пески), а ниже — песчаниками юрского возраста, сильно разрушенными в верхней части разреза. В геоморфологическом отношении район г. Якутск расположен в пределах высокой поймы и первых двух надпойменных террас р. Лена. Слаборасчлененный рельеф поверхности, представленный озерными понижениями, ложбинами и незначительными по высоте возвышениями, имел общий уклон в сторону р. Лена, что обеспечивало естественный сток в этом направлении надмерзлотных подземных вод.

Однако в результате градостроительного освоения территории производилась засыпка понижений и ложбин стока привозным грунтом и строительство дорожных насыпей вдоль долины р. Лена. Подобные

мероприятия привели к тому, что был перекрыт естественный сток надмерзлотных вод с городской территории. Как следствие этого в настоящее время наиболее опасными техноприродными процессами в районе г. Якутск являются подтопление территории надмерзлотными водами, обводнение и заболачивание, масштабы которых увеличиваются год от года. Такие процессы активизируют развитие термопросадочных явлений, морозное пучение, термосуффозию и термоэрозию, что негативно сказывается на устойчивости зданий и инженерных сооружений.

Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя на территории г. Якутск практически распространены повсеместно. Естественный сток этих вод полностью нарушен дорожными насыпями, что в сочетании с общим незначительным уклоном местности привело к ячеистому характеру распространения вод сезонно-талого слоя на территории города. В связи с застойным режимом фильтрации, засоленностью почвогрунтов, аварийными утечками из канализационных сетей и септиков, надмерзлотные воды сезонно-талого слоя имеют повышенную минерализацию (1,5—5 г/л и более). Их химический состав различен и изменяется как по площади, так и во времени. Преимущественное значение имеют хлоридные натриевые и сульфатные натриевые воды, обладающие повышенной агрессивностью по отношению к бетонам нормальной и повышенной плотности.

Появление надмерзлотных вод сезонно-талого слоя отмечается, как правило, в начале июня. В течение последующих месяцев летнего периода положение их уровня определяется деградационным характером смещения кровли сезонно-мерзлых пород, служащих нижним криогенным водоупором для таких вод, а так же интенсивностью и продолжительностью выпадающих атмосферных осадков.

В целом за летний период амплитуды колебаний уровня надмерзлотных вод деятельного слоя весьма значительны (до 107 см). Месячные амплитуды колебаний уровня этих вод в различных гидрорежимных пунктах изменялись в отдельные годы от 3 до 63 см. Максимальные их значения отмечаются в сентябре, а минимальные в июле (табл. 1).

С установлением отрицательных средних суточных температур воздуха начинается устойчивый спад уровня надмерзлотных вод сезонно-талого слоя, который продолжается до полного истощения запасов этих вод. Значения месячных амплитуд понижения уровня в октябре и ноябре достигают на отдельных участках 50—51 см.

Выявлена определенная зависимость изменения годовых амплитуд колебаний уровня надмерзлотных вод сезонно-талого слоя от средней мощности зоны аэрации горных пород (рис. 2). Наиболее значительные величины амплитуд изменения их уровня (95—107 см) наблюдались в тех пунктах, где мощность зоны аэрации невелика, а наименьшие (15—36 см)

**1. Значения амплитуд колебаний уровня надмерзлотных вод сезонно-талого слоя на территории г.Якутск по гидрорежимным пунктам (в см)**

Период	К-1	К-2	К-3	К-4	К-5	К-6
Апрель	—	25	12	—	—	—
Май	—	47	22	—	—	—
Июнь	45	14	12	12	39	—
Июль	3	—	18	4	8	—
Август	23	7	17	4	29	—
Сентябрь	9	50	63	9	19	33
Теплый период	47	107	92	15	48	33
Октябрь	—	—	38	6	21	24
Ноябрь	—	—	—	—	15	—
Холодный период	—	35	50	6	51	24

отмечены на участках с весьма значительной средней мощностью зоны аэрации.

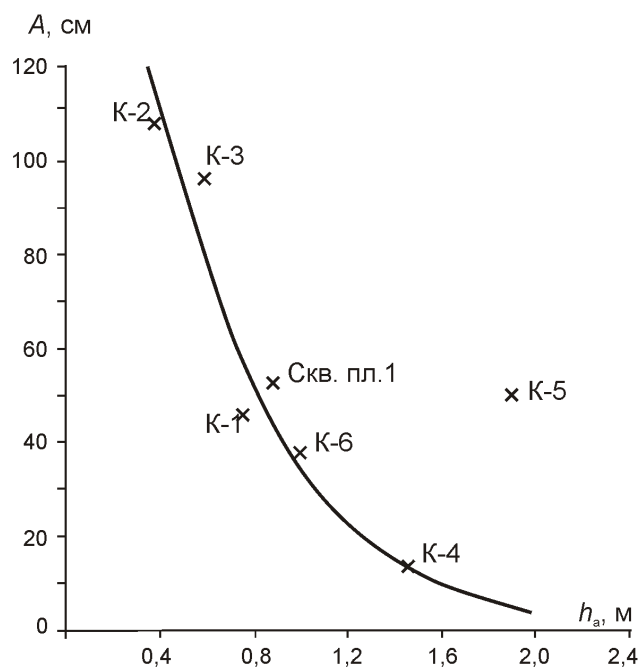
Глубина залегания надмерзлотных вод сезонно-талого слоя соответствует в целом мощности летнего протаивания мерзлых горных пород и не превышает, как правило, 1,5—2,0 м. Известно, что к подтопляемым принято относить территории, где уровень подземных вод залегает на глубине 3 м. Отсюда можно сделать вывод о том, что вся территория г.Якутск относится к сезонно подтопляемой подземными водами надмерзлотного типа.

В районе г.Якутск локально распространены надмерзлотные грунтовые воды субаэральная зоны насыщения. Формируются они преимущественно на участках, где воды сезонно-талого слоя приобретают повышенную минерализацию и по этой причине не промерзают в зимний период, переходя в разряд подземных вод с отрицательной температурой (криопэги). В связи с наблюдающейся в последние десятилетия тенденцией повышения минерализации вод сезонно-талого слоя в районе г.Якутск, можно сделать вывод о том, что это способствует увеличению общей площади распространения над- и межмерзлотных криопэгов на городской территории.

В слое годовых колебаний температуры горных пород (до глубины 20 м) на некоторых участках г.Якутск были выявлены двух- и даже трехъярусные криопэги, разделенные многолетнемерзлыми перемычками [2, 4]. Формирование подобной ярусности связано с многолетней динамикой линз криопэгов. Эти отрицательно-температурные минерализованные грунтовые воды неравновесны со льдом, содержащимся в подстилающих и окружающих их дис-

персных мерзлых породах, поэтому за счет процесса концентрационной диффузии переводят его в жидкую фазу, смещаясь вниз по разрезу (рис. 3 и табл. 2). В наиболее суровые зимы верхняя часть мигрирующей вглубь и увеличивающейся по объему линзы криопэгов может перейти в многолетнемерзлое состояние. Именно таким образом образуется второй ярус криопэгов (см. рис. 3 и табл. 2). В результате промерзания сверху водосодержащих пород этого яруса повышается минерализация остаточного объема линзы криопэгов и возникает криогенный гидростатический напор, что ускоряет дальнейшее смещение криопэгов второго яруса вниз по разрезу и по площади. При плавлении льда минерализация криопэгов уменьшается и понижается их температура, что на определенном этапе развития данного процесса вызывает замерзание порового раствора в верхней наиболее охлажденной части линзы и формирование третьего яруса криопэгов (см. рис. 3 и табл. 2).

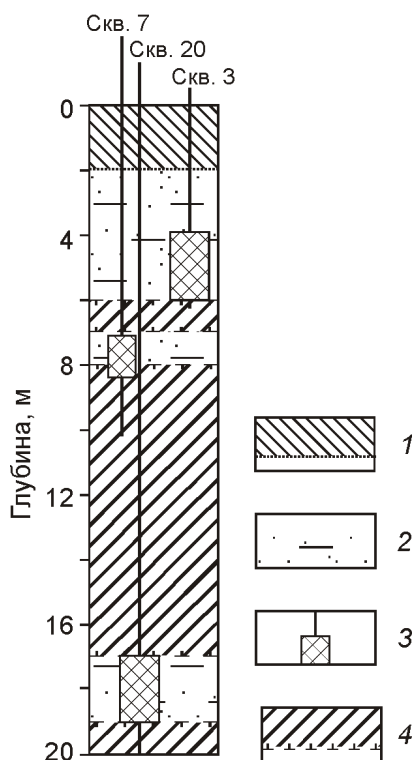
Таким образом, общая современная гидрогеологическая обстановка территории г.Якутск характеризуется как весьма неблагоприятная не только для строительства, но и эксплуатации зданий и различных инженерных сооружений. Практически повсеместное распространение надмерзлотных вод на городской территории, отмечаемое неуклонное повышение их уровней и минерализации вызывают развитие процесса подтопления. Это приводит к заполнению водой подвальных помещений, трасс подземных инженерных коммуникаций, вызывает гибель зеленых насаждений, провоцирует процессы осадки, набухания



**Рис. 2. Зависимость амплитуды колебания уровня надмерзлотных вод сезонно-талого слоя ( $A$ ) за теплый период года от средней мощности зоны аэрации горных пород ( $h_a$ ) по данным режимных наблюдений на территории г.Якутск**

## 2. Химический состав различных ярусов технических над- и межмерзлотных криопэггов на территории г.Якутск

Форма выражения результатов анализа	Ca <sup>2</sup>	Mg <sup>2</sup>	(Na K)	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub> <sup>2</sup>	Cl	Минерализация, г/л
<i>Первый ярус (интервал 2—6)</i>							
мг/л	277,3	901,0	4345,1	641,4	4597,4	6057,2	16,5
мг-экв/л	13,84	74,10	188,92	10,52	95,72	170,62	
% мг-экв	5,0	26,8	68,2	3,8	34,6	61,6	
<i>Второй ярус (интервал 7—8)</i>							
мг/л	375,7	1400,5	5181,7	659,6	5632,1	8205,3	21,1
мг-экв/л	18,75	115,17	225,29	10,81	117,26	231,14	
% мг-экв	5,2	32,1	62,7	3,0	32,6	64,4	
<i>Третий ярус (интервал 17—19)</i>							
мг/л	572,5	1758,7	5951,3	417,5	6029,1	10635,2	25,2
мг-экв/л	28,57	144,63	258,75	6,85	125,53	299,58	
% мг-экв	6,6	33,5	59,9	1,6	29,1	69,3	



**Рис. 3.** Положение в разрезе различных ярусов техногенных над- и межмерзлотных криопэггов на территории г.Якутск [1]:

1 — слой сезонно-мерзлых пород, представленных суглинком и супесью; 2 — отрицательно-температурные песчаные отложения, насыщенные минерализованной подземной водой (криопэгги); 3 — режимная гидрогеологическая скважина и интервал установки в ней фильтра; 4 — многолетнемерзлые песчаные отложения

и разуплотнения грунтов, способствует потере прочности грунтовых оснований и деформациям зданий. Все это свидетельствует о необходимости принятия кардинальных мер по дренированию и осушению городской территории.

Основными проблемами, которые существенно осложняют проведение эффективной борьбы с подтоплением г.Якутск и других урбанизированных территорий криолитозоны, являются следующие:

1. Застроенность территорий, что в совокупности с имеющимися подземными кабельными, газовыми и другими городскими коммуникациями, значительно затрудняет применение оптимальных схем дренажа надмерзлотных вод.

2. Невозможность использования типовых конструкций дренажных систем в связи с суровыми климатическими и сложными мерзлотно-гидрогеологическими условиями района г.Якутск, а также незначительными уклонами дневной поверхности.

3. Высокая зарегулированность надмерзлотного стока дорожными насыпями, зданиями, построенными по первому принципу, подсыпками привозного грунта при планировочных работах на строительных площадках, что существенно осложняет нормальное функционирование дренажных систем.

4. Невозможность сброса дренажных вод и ливневых стоков в городские коллекторы из-за перегруженности последних все возрастающими объемами хозяйственно-бытовых стоков.

5. Функционирование надмерзлотных вод в так называемом «культурном слое», представленном преимущественно привозным грунтом, перекрывающим



различные свалки, помойки, выгребные ямы, древние кладбища и др. Неоднородные фильтрационные свойства и различная водоотдача грунтов «культурного слоя» чрезвычайно осложняет работу дренажных систем. Кроме того, высокая минерализация, агрессивность, токсичность и бактериальная загрязненность надмерзлотных вод не позволяют осуществлять их сброс в поверхностные городские водотоки и водоемы без предварительной очистки.

6. Перераспределение дополнительно инфильтрационного питания надмерзлотных вод, осуществляемого за счет аварийных утечек из водонесущих коммуникаций, с зимнего периода на весенне-летний. В зимний период почти весь объем аварийных утечек воды аккумулируется в виде техногенных наледей. Таяние их происходит в теплый период года и существенно увеличивает приходную часть баланса надмерзлотных вод, значительно повышая тем самым величину их летних запасов.

Перечисленные проблемы свидетельствуют, с одной стороны, о чрезвычайной сложности борьбы с подтоплением урбанизированных территорий надмерзлотными водами. С другой, они указывают на необходимость комплексного геокриологического, гидрогеологического и инженерно-геологического подхода к разработке и обоснованию мероприятий, направленных на защиту урбанизированных терри-

торий криолитозоны от подтопления надмерзлотными водами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимова Н.П.* Методы гидрогеохимии в мерзлотоведении. Учебное пособие. —Якутск, 2004.
2. *Анисимова Н.П., Павлова Н.А.* Условия формирования техногенных криопэггов в Якутске // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России. —Иркутск, 2003. С. 104—107.
3. *Всеволожский В.А.* Основы гидрогеологии. —М.: Изд-во МГУ, 2007.
4. *Павлова Н.А.* Динамика мерзотно-гидрогеохимической обстановки на участке распространения криопэггов в г.Якутск // Наука и образование. 2010. № 3. С. 15—19.
5. *Толстихин Н.И.* Подземные воды мерзлой зоны литосферы. —М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1941.
6. *Общее мерзлотоведение.* —Новосибирск: Наука, 1974.
7. *Шепелев В.В.* Надмерзлотные воды. Особенности формирования и распространения (учебное пособие). —Якутск, 1995.
8. *Шепелев В.В.* Некоторые результаты изучения режима надмерзлотных вод на территории г.Якутск // Геология и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1995. С. 181—193.
9. *Шепелев В.В.* Надмерзлотные воды криолитосферы и их классификация // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 62—67.
10. *Шепелев В.В., Шац М.М.* Геоэкологические проблемы обводнения и подтопления территории г.Якутск // Наука и образование. 2000. № 3. С. 68—71.

## Удаление высокоминерализованных вод алмазодобывающих предприятий в многолетнемерзлые породы криолитозоны (на примере Удачинского горнообогатительного комбината)

А.В.ДРОЗДОВ (Научно-исследовательский и проектный институт «Якутнипроалмаз»; 678174, Республика Саха (Якутия), г.Мирный, ул.Ленина, 39), В.Ф.ПОПОВ, О.А.ПОМОРЦЕВ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Кулаковского, д.50)

Рассмотрены геологические, гидрогеологические и геокриологические условия территории крупнейшего месторождения алмазов Удачный в Западной Якутии. Определены поисковые критерии выделения геологических структур, пригодных для использования в качестве резервуаров для захоронения промышленных стоков, что позволяет снизить ущерб окружающей среде при алмазодобыче.

*Ключевые слова:* криолитозона, многолетнемерзлые породы, тектонические структуры, водоносные горизонты, дренажные стоки, рассолы, резервуары.

Дроздов Александр Викторович, adrosdov@yna.alrosa-mir.ru

Попов Владимир Федорович, pvf\_grf@rambler.ru

Поморцев Олег Александрович, fessl17@rambler.ru

## Disposal of highly mineralized technological water of the diamond mines and associated processing units in permafrost environments (as exemplified by the Udachninskaya mining enterprise)

A.V.DROZDOV, V.F.POPOV, O.A.POMORTSEV

Geological, hydrogeological and permafrost conditions of the territory at the largest diamond deposit Udachny in Western Yakutia are considered. Defined search criteria for identifying geological structures suitable for use as containers for the disposal of industrial waste, thus reducing environmental damage in diamond mining.

*Key words:* cryolithozone, perennially frozen ground, tectonic structures, aquifers, drain water, brines, reservoirs.

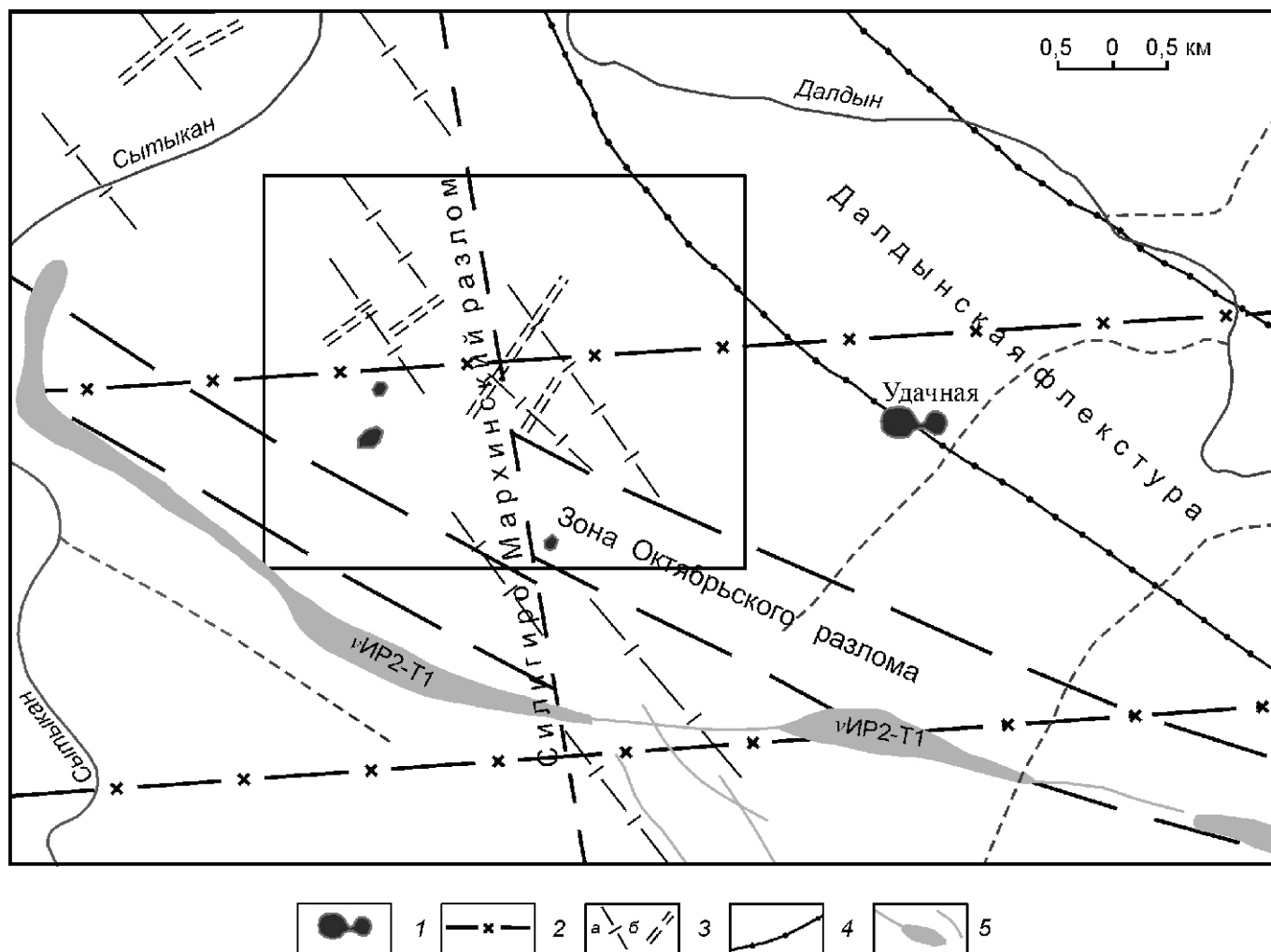
Сибирская платформа в районе расположения Удачинского горнообогатительного комбината имеет достаточно сложное геологическое, тектоническое и геокриологическое строение, что, с одной стороны, определяет разнообразие гидрогеологических, геокриологических и геоэкологических условий, с другой, требует детальной проработки технологических решений, связанных с удалением промстоков. Отработка глубоких горизонтов алмазного месторождения сопряжена с поступлением большого количества агрессивных и экологически опасных хлоридных кальциевых рассолов непосредственно в горные выработки, требующих утилизации.

В геологическом строении района принимают участие осадочные и магматические образования. По данным бурения скважин [6, 9] нижний отдел кембрия представлен свитами: манькайской  $E_{1mn}$ , эмьсинской  $E_{1em}$ , кумахской  $E_{1k}$ ; средний отдел кембрия — удачинской свитой  $E_{2ud}$ , известняково-доломитовой толщей  $E_{2id}$ ; верхний отдел — мархинской  $E_{3mrh}$ , моркокинской  $E_{3mrk}$ , онхойнуряхской  $E_{3on}$  свитами. В масштабах ордовикской системы выделяются отложения олдондинской свиты, которые слагают водораздельные части рельефа [2, 6]. Для четвертичной системы характерны флювиогляциальные отложения и аллювий русел трех надпой-

менных террас, элювиально-делювиальные образования склонов долин и техногенные отложения.

Площадь в структурно-тектоническом отношении довольно сложная [6]: разнообразные разломные зоны, наличие кимберлитовых трубок, воздействие траппового магматизма на осадочные толщи пород и др. (рис. 1).

В региональном отношении месторождение приурочено к Далдыно-Алакитскому алмазоносному району, расположенному в области сопряжения юго-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы и северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. В его строении выделяют два структурных этажа: кристаллический фундамент и перекрывающий его платформенный чехол, резко различных по строению и времени формирования. Глубина залегания кристаллического фундамента 2,4—2,5 км. В непосредственной близости от трубки Удачная проходит Октябрьский разлом с резко выраженной амплитудой вертикального смещения осадочных пород порядка 100—150 м. Простирание нарушения изменяется от северного и северо-западного на юге до западного и северо-западного на севере района исследований. В осевой части разлома на поверхность выходит линейная секущая трапповая интрузия мощностью 50 м.



**Рис. 1.** Схема структурно-тектонического строения. Участок Центральный:

1 — кимберлитовая трубка; 2 — субмеридиональные разломы Далдыно-Оленёкской тектонической зоны; 3 — нарушения Вилуйско-Котуйской тектонической зоны (а), оперяющие разрывы (б); 4 — границы Далдынской флексуры; 5 — интрузии трапповых тел

В пределах его юго-западной части (район трубки Удачная) выделяется полосообразная геологическая структура (Далдынская флексура) с повышенными (на 1—2 порядка) значениями коэффициента водопроницаемости интервалов средне- и нижнекембрийского водоносных комплексов. Ее ширина достигает 5 км. Структура асимметрична: северо-восточное крыло приподнято и более пологое, юго-западное — более крутое. По осевой части Далдынской флексуры проходит гребневая часть рифового барьерного пояса, который в виде широкой полосы, захватывающей и район трубки Удачная, протягивается с северо-запада на юго-восток.

Вопросами гидрогеологического районирования и стратификации разреза месторождения Удачный занимались в разные годы В.А.Павлов, А.В.Дроздов и др. Результаты изложены во многих работах [5, 8]. Согласно известной схеме, устанавливающей

взаимоотношение водоносных толщ и многолетне-мерзлых пород, в районе существуют все типы подземных вод, характерных для криолитозоны (над-, меж- и подмерзлотные). Надмерзлотные представлены водами сезонно-талого слоя, гидрогенных подрусловых и подозерных таликов; подмерзлотные — четырьмя водоносными комплексами, выделенными в соответствии с принципами гидрогеологической стратификации: верхне-, средне-, нижнекембрийским и верхнепротерозойским. Кроме того, в пределах района месторождения выделяются обводненные зоны кимберлитов и траппов, которые ввиду особенностей морфологии магматических тел локально распространены. Магматические образования рассматриваются как «гидравлические окна», через которые происходит сообщение между обводненными толщами пород. Гидрогеологический разрез вблизи месторождения трубки Удачная приведен на рис. 2.



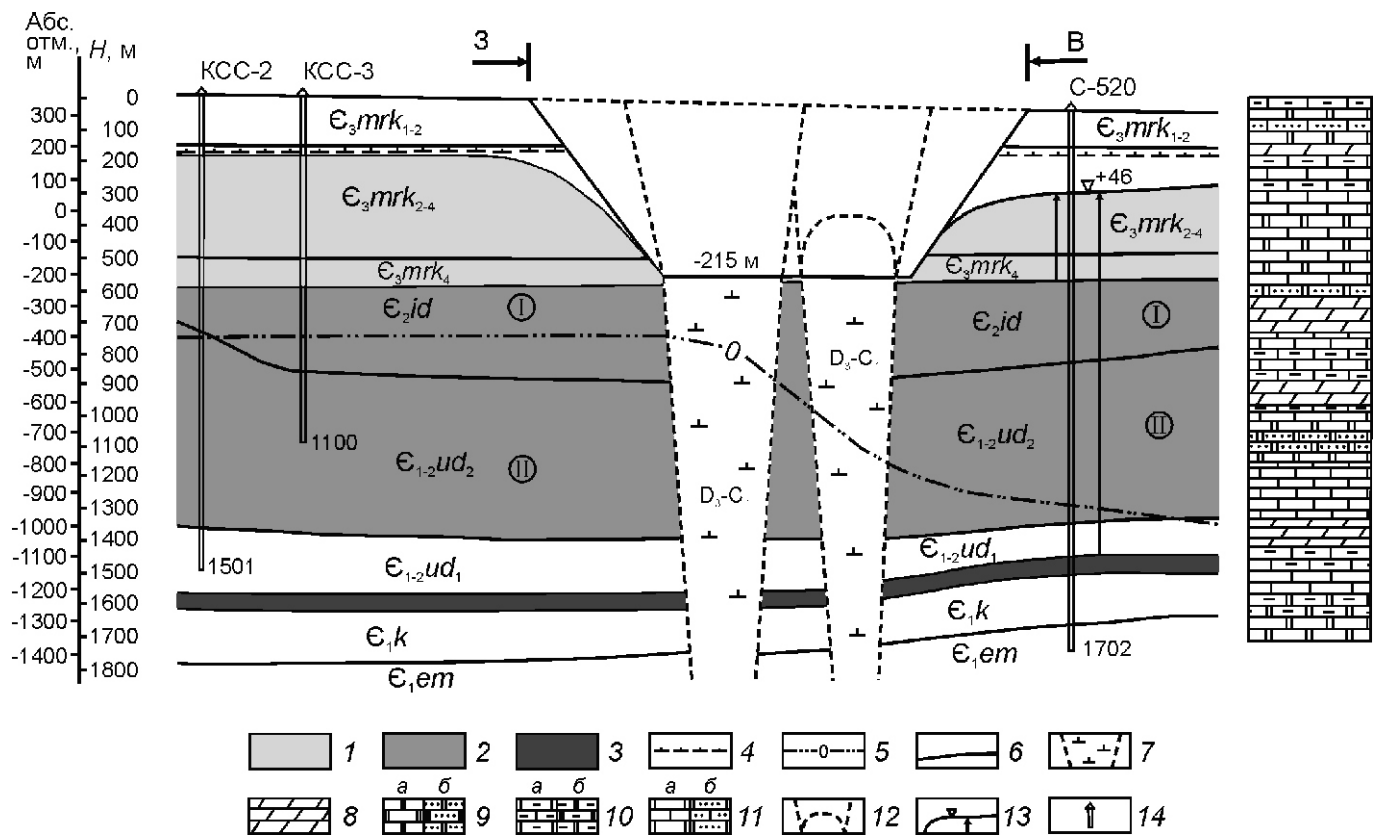


Рис. 2. Схематический криогидрогеологический разрез по трубе Удачная:

1 — подмерзлотный верхнекембрийский водоносный комплекс; 2 — средне- (I, II — водоносные горизонты) и 3 — нижнекембрийский водоносные комплексы; 4 — подошва многолетнемерзлой породы; 5 — нулевая изотерма; 6 — стратиграфические границы свит; 7 — кимберлитовая трубка; 8 — мергели; 9 — доломиты (а), доломиты песчанистые (б); 10 — известняки глинистые (а), доломиты глинистые (б); 11 — известняки (а), известняки песчанистые (б); 12 — контур кровли второй водоносной зоны в восточном теле трубки; 13 — кривая пьезометрического уровня водоносных комплексов (стрелка — напор, цифра — абсолютная отметка, в м); 14 — гидрогеологическая скважина (ее номер и глубина, в м)

Отложения моркокинской свиты в основном промерзшие. Под толщей мерзлых пород залегают талые отложения, обладающие отрицательной температурой с различной водообильностью как по площади, так и в разрезе. Подмерзлотный верхнекембрийский водоносный комплекс, приуроченный к отложениям мархинской и моркокинской свит, представлен тонким аритмичным переслаиванием мергелей, глинистых известняков, доломитов. Воды в коллекторах хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией до 300 г/дм<sup>3</sup>. Основной диапазон минерализации (95% встречаемости) составляет 80—150 г/дм<sup>3</sup>. Подземные воды верхнекембрийского комплекса обладают незначительными напорами над кровлей (20—54 м), а естественный пьезометрический уровень устанавливается на глубинах 169,0... 207,5 абс.м, образуя своеобразный «микрорельеф», связанный с разбросом минерализаций рассолов и, соответственно, плотностей подземных вод. Верхнекембрийский водоносный комплекс вскрыт и в настоящее время вблизи месторождения существенно срединирован карьером трубки Удачная.

**Среднекембрийский водоносный комплекс**, сформированный двумя водоносными горизонтами — основной источник обводнения месторождения. Он приурочен к переслаивающимся карбонатным отложениям известняково-доломитовой толщи ( $E_2id$ ) и карбонатным отложениям верхней пачки удачининской свиты ( $E_{1-2}ud_2$ ). Средняя минерализация вод комплекса составляет 368 г/дм<sup>3</sup>. Верхней границей среднекембрийского водоносного комплекса служат карбонатно-глинистые отложения первой пачки мархинской свиты (отметки 175... 265 абс.м), образуя небольшое по амплитуде валообразное поднятие в осевой части Далдынской флексуры, а подошвой являются плотные карбонатные породы нижней части удачининской свиты, залегающие на глубинах с отметкой 1050... 1120 абс.м. Общая мощность водовмещающих пород в районе месторождения составляет 1000 м. Естественный пьезометрический уровень подземных вод устанавливается на отметках 108... 180 абс.м, с напором над кровлей около 400 м. В разрезе условно выделяют два водоносных горизонта, обладающих повышенными фильтрационными свойствами.

*Первый водоносный горизонт* ( $E_{2id}$ ) приурочен к карбонатным отложениям известняково-доломитовой толщи максимальной мощностью около 480 м. Граница между нижним горизонтом верхнекембрийского и первым водоносным горизонтом среднекембрийского водоносного комплекса проходит по подошве первой пачки мархинской свиты, залегающей на глубинах с абсолютными отметками 220...

260 м. Подошвой горизонта служат породы удачинской пачки нижнего—среднего кембрия. Тип коллекторов кавернозно-поровый. Мощность водоносного горизонта не выдержана и колеблется вблизи месторождения от 10 до 480 м. Максимальные значения мощности водовмещающих пород зафиксированы в северо-восточной части флексуры, минимальные — в зоне Октябрьского разлома. Средняя суммарная мощность коллекторов составляет 250 м, а мощность отдельных проницаемых пластов изменяется от 0,1 до 10 м. Водоносный горизонт характеризуется невыдержанным распространением пластов-коллекторов в плане и разрезе, а также существенной неоднородностью фильтрационных параметров. Значения коэффициента водопроницаемости изменяются от 0,02 до 86,96 м<sup>2</sup>/сут, коэффициента пьезопроводности — от 0,1 10<sup>3</sup> до 1 10<sup>5</sup> м<sup>2</sup>/сут. Водопритоки при опытных откачках составляли 98—720 м<sup>3</sup>/сут.

*Второй водоносный горизонт* выделен в рифовых кавернозно-трещиноватых известняках и доломитах верхней части удачинской свиты, мощность которой 450—500 м. Кровлей водоносного горизонта служат плотные, практически водоупорные эпифитоновые и органогенно-обломочные известняки удачинской пачки, залегающие на отметках 750... 1000 м. Максимальная мощность водоупорной пачки, разделяющей первый и второй горизонты, составляет около 300 м. Суммарная эффективная мощность пластов-коллекторов изменяется от первых метров до 15 м, что не превышает 15% от общей вскрытой мощности свиты. По данным поинтервального опробования пластоиспытателем водопритоки из коллекторов составляют 0,02—1,2 л/с, а водопроницаемость 0,024—0,59 м<sup>2</sup>/сут. Значения пластовых давлений увеличиваются с глубиной от 9,1 до 15,6 МПа.

В целом, среднекембрийский водоносный комплекс характеризуется наибольшей водообильностью и широким диапазоном изменения гидродинамических параметров, а в разрезе среднекембрийского водоносного комплекса наиболее водообильным является первый водоносный горизонт. С 1985 г. гидродинамический режим среднекембрийского водоносного комплекса формируется под влиянием разгрузки подземных рассолов через водонасыщенные зоны, толщи пород и рудные тела в горные выработки.

*Нижнекембрийский водоносный комплекс* вскрыт вблизи месторождения ниже глубин 1550—1650 м и приурочен преимущественно к трещинно-

кавернозным коллекторам в доломитах нижней пачки удачинской свиты ( $E_{1-2ud}^1$ ) и окремненными пористо-кавернозным доломитам кумахской свиты ( $E_{1km}$ ). Кровля водоносного горизонта — органогенно-обломочные известняки удачинской свиты (отметки от 1100 м), а подошва — водорослевые известняки эмяксинской свиты ( $E_{1em}$ ) на отметках

1330... 1420 м. Пьезометрический уровень в скважинах установился на глубинах 200—227 м. В нижней части разреза до глубины 1500 м пластовые давления составляют 15,5 МПа. Суммарная эффективная мощность пластов-коллекторов 90 м. Водоносный комплекс в районе месторождения характеризуется высокими фильтрационными свойствами, коэффициент водопроницаемости оценивается в 50—60 м<sup>2</sup>/сут. Воды комплекса представлены крепкими рассолами с минерализацией до 404 г/дм<sup>3</sup>, содержат до 0,9 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> растворенных азотно-углеводородных и углеводородных газов.

*Верхнепротерозойский водоносный комплекс* вскрыт в районе месторождения нефтегазопроисковыми скважинами в интервале глубин 1810,0—1832,5 м и приурочен к карбонатно-глинистым окремненным отложениям старореченской свиты ( $Vst$ ). В целом породы свиты можно рассматривать как водоупорные. По результатам опробования пластоиспытателем водоприток не превышал 33,4 м<sup>3</sup>/сут. Подземные воды комплекса — весьма крепкие рассолы с минерализацией свыше 400 г/дм<sup>3</sup>.

Криолитозона в районе трубки Удачная детально изучена по десяткам скважин глубиной 600—1700 м. Ее мощность 1050 м. При этом наиболее низкие среднегодовые температуры пород 6,0... 8,8 С зафиксированы к северо-западу от месторождения по линии тылового шва надпойменной террасы р.Далдын [3, 7]. Криогенная толща имеет трехъярусное строение. Верхний ярус слагают многолетнемерзлые породы, содержащие воду в виде льда, заполняющего поры, каверны, трещины. Нижний ярус состоит из охлажденных пород, пустоты которых заполнены солеными водами и рассолами с отрицательной температурой — криопэгами. Промежуточное значение занимает ярус морозных пород [1]. Подошва многолетнемерзлых пород фиксируется на глубине 70—220 м. Некоторыми скважинами в толще таких пород вскрыты реликтовые линзы соленых вод и рассолов в нижнеордовикских и верхнекембрийских отложениях [4]. Кроме того, в мерзлой толще встречаются единичные маломощные (до 1—5 м) линзы талых пород, не содержащие гравитационную воду. Они могут залегать на различных глубинах (37—369 м) в зависимости от мощности криогенного яруса.

В породах с ненарушенным залеганием до глубины 15—25 м выделяется наиболее льдонасыщенный горизонт. Породам свойственны трещинные и пластово-трещинные незакономерно-сетчатые полновыраженные криогенные текстуры. Объемная льди-

стость составляет 20—30%. На глубине свыше 25 м основной фон трещиноватости определяется наличием трещин напластования. Ледяные включения типичны для контактов пород различного литолого-петрографического состава. Плотные породы (известняки, доломиты) в основном разбиты вертикальными и наклонными трещинами скола шириной 0,5—2,0 см. Также фиксируются интервалы пористых и кавернозных известняков. Диаметр каверн составляет 0,2—0,5 см, а иногда достигает 1,5—2,0 см. Мерзлые породы имеют трещинные, пластово-трещинные и пластово-трещинно-карстовые криогенные текстуры. Лед в трещинах чистый, прозрачный, иногда в его массе заключены пропластки мергелей и известняков. Объемная льдистость пород изменяется по разрезу от 20 до 5%.

Зоны дробления в отложениях осадочного чехла отличаются интенсивной трещиноватостью и связанной с ней льдистостью. Породы в них местами превращены в щебень и сцементированы льдом. В приповерхностных интервалах в этом случае отмечаются расширенные трещинные, трещинно-жильные и базальные криогенные текстуры. Ниже по разрезу осадочные толщи разбиты вертикальными и наклонными трещинами шириной 0,5—12,0 см. Лед в трещинах чистый, прозрачный. В его массе заключены обломки пород. Трещины напластования зафиксированы только в глинистых известняках и мергелях. Для крепких известняков и доломитов характерно обилие пор и каверн диаметром 0,2—5,0 см.

При выборе и использовании подмерзлотных резервуаров для удаления промстоков основными условиями и требованиями считаются наличие поглощающего горизонта, комплекса (зоны), участка горного массива и перекрытого слабо- или непроницаемым экраном, которым в основном являются толщи многолетнемерзлых пород. Следует подчеркнуть, что роль остальных показателей среды для захоронения жидких промышленных отходов при использовании разных объектов под закачку нельзя преуменьшать и необходимо также рассматривать как основополагающие, особенно: совместимость техногенных растворов и подземных вод, температуры многолетнемерзлых пород на полигонах и свойства промышленных стоков. В условиях реальных толщ осадочного чехла редко встречаются однородные литолого-фациальные комплексы с характерным составом и коллекторскими свойствами пород. Осадочные породы, как правило, неоднородны по фильтрационно-ёмкостным показателям и по латерали, и по вертикали на всех уровнях криогидрогеологической системы. В осадочных комплексах чехла, прорванных магматическими телами, могут существовать благоприятные природные ловушки (резервуары) разных структурно-тектонических и других типов.

Каждый генетический тип потенциального резервуара отличается определенными закономерностями

размещения в подземном пространстве, развитием пород-коллекторов и экранирующих толщ. Следует отметить, что не для каждого региона платформы перспективной может быть любая из выделяемых структур криогидрогеологической системы, и не всегда применим метод аналогии даже для отдельного территориального субъекта. Поэтому подход к выбору участка (объекта), используемому для захоронения промстоков в криолитозоне, должен быть индивидуальным как по показателям природной среды, так и по закачиваемым стокам. На основе анализа существующих материалов по различным полигонам захоронения и опыта исследований в Западной Якутии разработан комплекс поисковых критериев благоприятных криогидрогеологических систем в подмерзлотных горизонтах, комплексах (зонах) платформы для захоронения промстоков, включающий гидрогеологические, криогенные, структурные, тектонические, геоморфологические, магматические, температурные, геофизические, геохимические и прямые признаки (см. таблицу).

При выборе и использовании подмерзлотных подземных резервуаров для удаления промстоков основными условиями считаются наличие прямых показателей, основанных на поглощающих свойствах толщ пород, масштабы их распространения, а также мощности перекрывающего мерзлого экрана. Решение о пригодности того или иного объекта под захоронение принимается на основе данных опытно-промышленных закачек сточных вод с прогнозом экологической безопасности применяемой технологии удаления.

Вариант обратной закачки минерализованных стоков карьера Удачный в среднекембрийский водоносный комплекс, как в наиболее водообильную криогидрогеологическую структуру, произведен на одном из участков Далдынской флексуры. Результаты экспериментов показали, что обратная закачка рассолов сопровождается рядом проблем, решение которых приводит к невысокой ее эффективности. К ним относятся: малая водопроницаемость скважин (коэффициент приемистости 0,5—2,0 м<sup>3</sup>/сут МПа), которую можно компенсировать только поддержанием высоких устьевых давлений, частичный возврат в карьер и рудник, сброшенных стоков, высокая себестоимость и др.

Подземное захоронение дренажных рассолов в толщ многолетнемерзлых пород явилось наиболее прогрессивным направлением в решении экологических проблем региона при отработке трубки Удачная. В настоящее время предусматривается аналогично осуществлять ликвидацию минерализованных стоков и на других алмазных месторождениях (Айхал, Комсомольская, Юбилейная, Нюрбинская, Ботуобинская, трубках Верхне-Мунского поля). По сравнению с другими методами удаления сточных вод этот способ ликвидации жидких отходов горного

**Комплекс поисковых признаков (критериев) благоприятных гидрогеологических структур в подмерзлотных горизонтах (зонах) платформы для захоронения протоктов**

Поисковый признак	Характеристика признака (критерия)
1. Гидрогеологический	Повышенные фильтрационно-ёмкостные показатели пород подмерзлотного горизонта, комплекса (зоны)
2. Криогенный	Наличие сплошной экранирующей толщи многолетнемерзлых пород
3. Тектонический	Существование региональных тектонических нарушений и оперяющей трещиноватости в осадочных толщах
4. Структурный	Положительные (отрицательные), неравномерно поднятые (опущенные) структуры осадочных отложений в подмерзлотной толще чехла
5. Магматический	Наличие магматических (трапповые, кимберлитовые и др.) тел, прорывающих осадочный чехол
6. Геофизический	Отрицательные или положительные гравитационные аномалии; линейные аномалии электрического сопротивления; локальные магнитные аномалии трубчатого и даечного типов
7. Геохимический	Линейные геохимические и газовые аномалии по разным элементам, включая He, H <sub>2</sub> , тяжелые углеводороды и др.
8. Температурный	Существование аномальных температурных зон внутри ярусов криолитозоны
9. Геоморфологический	Возвышенные площади и водораздельные участки с максимальной толщиной многолетнемерзлых пород
10. Прямой	Наличие поглощений промывочной жидкости при бурении различных скважин

производства имеет преимущества практически во всех аспектах его рассмотрения (технические, технологические, финансовые и др.) [4]. В основе метода захоронения минерализованных стоков в мерзлом ярусе использовано свойство формирования полезной ёмкости при изменении фазового состояния воды из твердого в жидкое.

Общая модель удаления стоков на эксплуатируемых полигонах Удачинского горнообогатительного комбината (Октябрьский, Киенгский) выглядит следующим образом: мерзлые массивы обладают определенной естественной ёмкостью, в большей степени порово-трещинной. На перспективных участках, приуроченных к местам повышенных тектонических дислокаций, мерзлая часть криолитозоны разбита на отдельные блоки, сдвинутые относительно друг друга в вертикальной плоскости. Межблоковое пространство заполнено разрушенным материалом материнских пород, сцементированным льдом. К трещинно-жильным коллекторам тектонических нарушений, имеющих наибольшую открытость, приурочена свободная ёмкость толщ, полости которой заполнены газовой воздушной смесью. В объеме всей ёмкости потенциального резервуара эти полости составляют первые проценты. Внутри блоки также разбиты многочисленными трещинами на разнообъемные отдельные, но в них существуют локальные водоупоры, которые представлены глинистыми разностями отложений. Крупные блоки многолетнемерзлых пород по всему массиву обладают большей льдистостью или потенциальной пустотностью по сравнению

с межблоковыми пространствами. Их льдистость достигает 30, при средних величинах 5—10%.

В начальный период сброса дренажные рассолы мигрируют локально, по свободным трещинным коллекторам межблоковых пространств, которые обладают высокой проницаемостью. Взаимодействуя с частью ледового наполнителя трещин, растворяют его и приобретают по отношению к нему все меньшую агрессивность. Данный этап характеризуется высокоскоростным, локальным распространением минерализованных вод в мерзлом массиве, достигающем 5—7 м/сут. При этом миграция рассолов подчиняется конвективным процессам за счет гидравлического градиента в обводненных полостях с латеральным распространением на расстояние первых километров. При опробовании всех эксплуатационных скважин на начальных этапах захоронения наблюдается повсеместное 3—4-кратное разбавление закачанных дренажных вод до минерализации 40—80 г/дм<sup>3</sup>. Наиболее опресненная смесь поднимается вверх, а более минерализованная опускается вниз, давая начало плотностной конвекции. Далее, при заполнении свободной и дополнительной трещинной пустотности в межблоковых пространствах, начинается диффузионный отток минерализованных вод в трещинно-поровые блоки мерзлых толщ. Этот процесс сопровождается механизмом капиллярного всасывания рассолов в пористую матрицу пород, стимулируемым растворением ледового наполнителя. При наличии градиентов концентраций и давлений в слабопроницаемых толщах проявляют себя



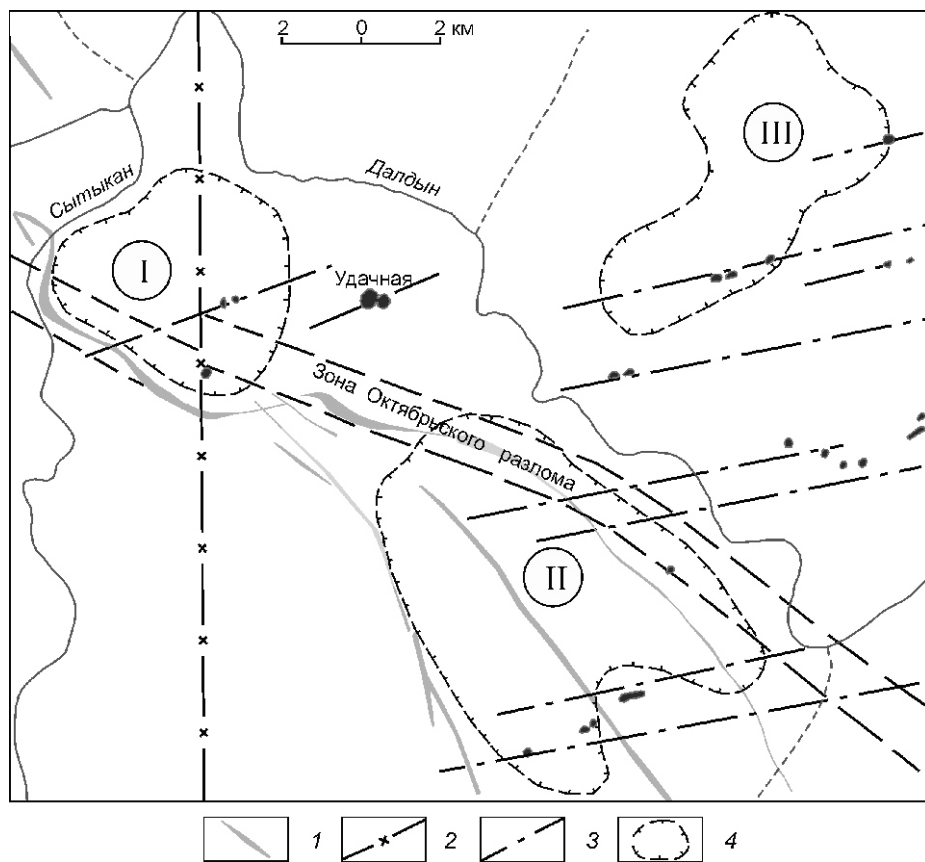
осмотические и молекулярно-диффузионные процессы, имеющие подчиненный характер. Такой миграционный процесс описывается в рамках моделей макродисперсии, разработанных для сред с двойной ёмкостью. В то же время без поступления новых порций концентрированного раствора в поровые блоки процесс внедрения стоков при равновесных концентрациях и температурах практически затухает.

С удалением от точки сброса и при отсутствии новой порции рассолов процесс их латерального распространения начинает снижаться. Температура и концентрация растворов принимают равновесное с мерзлой породой состояние, и наступает состояние эвтектики. Параллельно этому явлению происходит обратный процесс — незначительное криогенное концентрирование раствора с отжатием рассолов вниз к слабопроводящим пластам. Замерзание минерализованных вод на контакте с мерзлой породой является положительным фактором при рассмотрении экологической надежности данного способа захоронения жидких отходов. Создание равновесных условий в системе лед—рассол без притока новых порций дренажных рассолов приводит к «самоконсервированию» закаченных растворов.

Таким образом, оценка возможности захоронения минерализованных вод на полигонах сводится к определению закономерностей распределения льдистости при формировании зоны техногенного талика в многолетнемерзлых породах. При этом важным показателем является температура замерзания стоков, напрямую зависящая от их минерализации. Многолетнемерзлые породы как область закачки дренажных вод, имеет тенденцию к изменению своих прочностных, ёмкостно-фильтрационных показателей, существенно воздействуя и преобразуя также подвижную (жидкую и газообразную) фазу. Механизм миграции рассолов тесно связан с их составом и свойствами криогенной среды. Внедрение концентрированных растворов в гомогенные, особенно глинистые, пласты — процесс долговременный и исчисляется месяцами и годами. Поровые коллекторы в мерзлых толщах — основная аккумулятивная среда минерализованных вод с плохим качеством для дальнейшего транзита. На оценку водопроницаемости пород техногенного талика существенное влияние оказывает их фазовая проницаемость для разного массового носителя (жидкость, газ) и изменчивость среды (степень водонасыщения). Скорость разрушения льда

рассолами зависит от многих природно-техногенных факторов: температуры и минерализации дренажных стоков, их состава, криогенного строения, температуры мерзлого массива и др. В процессе захоронения дренажных вод в многолетнемерзлых породах происходит пространственно-временное изменение их проницаемой способности. Формируется техногенный талик, у которого фильтрационные свойства увеличиваются в 2—4 раза, в зависимости от характера и продолжительности взаимодействия с рассолами. Приемистость скважин при режиме свободного налива со временем возрастает, достигая 200—250 м<sup>3</sup>/ч.

Миграционные параметры формируемой среды, являясь составной частью фильтрационных свойств, зависят от состояния многолетнемерзлых пород, их тектонической нарушенности, льдистости, характера и продолжительности взаимодействия с рассолами. Массообменные характеристики пород на полигонах захоронения очень низкие. Обобщенные



**Рис. 3. Схема участков для захоронения дренажных рассолов трубки Удачная:**

1 — дайки долеритов, заполняющие разломы Вилуйско-Котуйской тектонической зоны; 2 — Силичи-Мархинский разлом фундамента; 3 — нарушения Далдино-Оленёвской тектонической зоны; участки закачки стоков: I — Октябрьский, II — Киенгский, III — Левобережный (перспективный); см. услов. обозн. к рис. 1

показатели миграции рассолов рассчитывались преимущественно по натурным данным. Наибольшими скоростями распространения характеризуются трещинные коллекторы юго-восточного направления, а минимальными — нарушения западного и восточного простираний. Действительная скорость миграции закачанных дренажных вод на Октябрьском полигоне по главному направлению распространения довольно стабильна и составляет 1,4—2,1 м/сут, на Киенгском — 1,97—6,63 м/сут (рис. 3). Основное направление миграции закачанных стоков связано с региональной нарушенностью многолетнемерзлых пород, контролируемой трапповыми интрузиями в районе. Коэффициент эффективной ёмкости пород экологически безопасного интервала на достаточно хорошо изученном и уже использованном Октябрьском полигоне составил 0,001—0,003.

В настоящее время закачка рассолов из карьера трубки Удачная производится на Киенгском полигоне, где в центральной части сооружено по линейной схеме 12 водопоглощающих скважин глубиной 280 м, с расстоянием между ними 250 м, и ряд наблюдательных, оборудованных по площади на разные интервалы криолитозоны (100—300 м). В постоянном режиме захоронения полигон начал эксплуатироваться с 2001 г. Для Киенгского полигона (площадь 55 км<sup>2</sup>) захоронения коэффициент эффективной ёмкости изменяется в сторону уменьшения 0,0012—0,0017, а общая потенциальная ёмкость резервуара 13,7 млн.м<sup>3</sup>. По состоянию на конец первого полугодия 2010 г. на Киенгском полигоне закачано 8,6 млн.м<sup>3</sup> дренажных стоков, остаточная ёмкость составляет порядка 5 млн.м<sup>3</sup>.

Согласно разработанному комплексу поисковых критериев наиболее благоприятный участок для захоронения дренажных рассолов в ярусе многолетнемерзлых пород должен, как правило, находиться вблизи трапповых тел, обладать полным комплексом показателей и включать сложное структурно-тектоническое строение, отрицательные (сбросовые) или положительные структуры с сопутствующими аномалиями геофизических (гравитационные, магнитные, температурные и др.) и химических (геохимические, гидрохимические, атмосферические) полей, а также иметь максимальные мощности многолетнемерзлых пород. Наиболее

благоприятными характеристиками обладает участок Левобережный, расположенный к северо-востоку от месторождения на расстоянии 5—10 км (см. рис. 3). Его площадь по результатам проведенных поисковых исследований оценивается в 35 км<sup>2</sup>. При расчетах по аналогии с Киенгским полигоном оценочная ёмкость резервуара в многолетнемерзлых породах составляет порядка 8 млн.м<sup>3</sup>.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках проекта № 2010-218-01-001 «Создание комплексной экологически безопасной инновационной технологии добычи и переработки алмазоносных руд в условиях Крайнего Севера», выполняемого с участием АК «АЛРОСА» (ЗАО) и ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова».*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. *Алексеев С.В.* Криогенез подземных вод и горных пород (на примере Далдыно-Алаkitского района Западной Якутии). —Новосибирск, 2000.
2. *Алексеев С.В.* Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. —Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009.
3. *Девяткин В.Н.* Результаты определения глубинного теплового потока на территории Якутии // Региональные и тематические исследования криолитозоны Сибири. —Новосибирск: Наука, 1981. С. 76—79.
4. *Дроздов А.В.* Захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлых породах (на примере криолитозоны Сибирской платформы). —Иркутск, 2007.
5. *Дроздов А.В.* К вопросу о формировании криогидрогеологических структур Сибирской платформы // Наука и образование. 2004. № 4. С. 62—69.
6. *Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В.* Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. —Иркутск, 2008.
7. *Климовский И.В., Готовцев С.П.* Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. —Новосибирск: Наука, 1994.
8. *Павлов В.А., Лазебник А.П.* К оценке гидрогеологических параметров рассолоносных комплексов в условиях Западной Якутии // Тез. докл. XII Всесоюз. совещ. по подземным водам Востока СССР. —Иркутск—Южно-Сахалинск, 1988. С. 122—123.
9. *Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М.* и др. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. —Новосибирск: Наука, 1984.

## Напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород

М.М.ИУДИН (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Выполнен анализ факторов формирования естественного напряженного состояния в массиве горных пород. Рассмотрено влияние температурного режима на исходное напряженное состояние породного массива. Приведены граничные условия по коэффициенту бокового отпора для расчета напряженного состояния массива.

*Ключевые слова:* массив горных пород, естественное напряженное состояние, нормальные напряжения, коэффициент бокового отпора.

Иудин Михаил Михайлович, mmi\_52@mail.ru

## The stresses condition of a permafrost rocks massif

M.M.IUDIN

The analysis of factors of formation of the initial stresses condition in a rocks massif is executed. Influence of a temperature mode on the initial stresses condition of a rocks massif is considered. Boundary conditions on coefficient of lateral repulse for calculation of the stresses condition of a massif are given.

*Key words:* rocks massif, initial stresses condition, coefficient of lateral repulse.

В районах распространения сплошной мерзлоты Северо-Востока России выделяют три зоны по температурному режиму многолетнемерзлых горных пород:

1. Относится к слою массива пород, прилегающих к дневной поверхности, и называется зоной сезонных годовых колебаний температуры пород. В этой зоне колебания температуры пород обусловлены внешними факторами (тепловым режимом атмосферы, солнечной радиацией и т.д.). Мощность данной зоны составляет 10—20 м в зависимости от географического района расположения месторождения.

2. Самая большая по мощности и представляющая значительный интерес при анализе напряженно-деформированного состояния (НДС) массива горных пород называется зоной естественного распределения температурного поля. В этой зоне практически не сказывается тепловое влияние внешней среды и глубинного тепла Земли. Протяженность этой зоны в зависимости от географии региона до 1500 м.

3. Переходная между зоной естественного распределения температурного поля и талым массивом горных пород ниже многолетней мерзлоты. Температура пород в этой зоне независимо от различных факторов имеет значения близкие к нулевой изотерме, хотя мощность зоны существенно зависит от величины теплового потока, идущей от ядра Земли.

Массивом горных пород называется часть земной коры в окрестности месторождения полезных ископаемых, размеры которых должны превышать зону влияния подземных горных работ. В других формулировках предполагается, что массив горных пород — участок развития физико-механических явлений и

процессов в результате воздействия естественных или техногенных факторов разработки [4]. Ограниченный этим условием породный массив имеет одну существенную механическую особенность: до начала производства горных работ он уже находится в напряженном состоянии, которое в дальнейшем будем называть начальным или естественным.

Начальное напряженное состояние породного массива в самом общем случае является функцией пространственных и временных координат. Поэтому геомеханические факторы, влияющие на формирование НДС массива, целесообразно подразделить на две группы: действующие постоянно и повсеместно, и проявляющиеся временно и локально.

К первой группе факторов следует отнести: гравитационное и температурное поле Земли, механические свойства и структурно-механические особенности породных массивов, рельеф земной поверхности, космические факторы. Основными в этой группе факторов являются: гравитационное поле Земли, механические свойства, структурно-механические особенности породных массивов и рельеф земной поверхности, от которых зависит величина и направление действия главных напряжений.

Ко второй группе факторов относятся тектонические, гидродинамические, газодинамические и другие процессы в породных массивах. Определяющими в этой группе являются тектонические процессы, от которых зависит соотношение величин вертикальных и горизонтальных составляющих главных напряжений в породном массиве. Считается, что тектонические напряжения превышают вертикальную гравитационную составляющую напряжений.

Силы гравитации (или силы тяжести) горных пород формируют начальное напряженное состояние породного массива, которое удобно рассматривать как сумму двух составляющих (от гравитации и от остальных факторов), полагая, что остальные факторы искажают начальное напряженное состояние от сил гравитации.

При этом не значит, что составляющая начальных напряжений от остальных факторов не может превосходить составляющую гравитационного происхождения. Такова, например, составляющая начальных напряжений от действия тектонических процессов, которые могут иметь значение в несколько раз большее, чем величина гравитационной составляющей [1].

При рассмотрении напряженно-деформированного состояния массива горных пород следует различать естественное и возмущенное поле. Будем считать, что в породном массиве стабилизировалось НДС массива под влиянием длительного геологического периода (сотни тысяч лет) в процессе формирования «вечной» мерзлоты. К моменту проведения горной выработки в массиве пород НДС следует считать исходным или естественным полем напряжений и деформаций. Колебания для значительных геологических формаций, достигающие больших амплитуд, могут влиять на геомеханическое состояние верхнего слоя земной коры, которые, однако, не значимы при анализе НДС массива на срок существования горной выработки (десятки лет).

Следует считать НДС нетронутого массива многолетнемерзлых пород постоянным на период отработки месторождения. Так как не ясен механизм формирования НДС нетронутого массива под воздействием образования сплошной мерзлоты на протяжении длительного геологического периода, а эта проблема требует специального анализа и исследования, то естественно предположить, что геокриологические условия образования многолетнемерзлых пород не повлияли на стабилизацию НДС массива. Это будет характерным при формировании НДС нетронутого массива по всей мощности многолетнемерзлых горных пород независимо от разделения на зоны по мощности мерзлоты, а естественное поле напряжений и деформаций определяется силой тяжести вышележащих горных пород.

При проведении вертикальной выработки, которая обычно пересекает всю толщу многолетнемерзлых горных пород, изменение НДС приконтурного слоя породного обнажения выработки будет происходить неодинаково по зонам мерзлоты вследствие различного влияния температурного фактора на геомеханические процессы в массиве.

В первой зоне, которая в основном сложена дисперсными грунтами, четвертичными отложениями, формирование НДС в мерзлой части промерзающих дисперсных пород связано с развитием таких сложных физико-химических процессов, как кристаллизация поро-

вой влаги и распучивание породы, миграция незамерзшей воды, расклинивающее действие тонких пленок воды и др. [5]. В данной зоне роль температурного фактора весьма значительна в формировании НДС массива пород при проведении выработки.

Учитывая сказанное, рассмотрим НДС массива многолетнемерзлых горных пород в зоне естественного распределения температурного поля вокруг горной выработки. Будем считать, что действуют две силы, влияющие на НДС массива: гравитационная сила, обусловленная силой тяжести вышележащих горных пород, и температурные напряжения, обусловленные изменением естественного температурного поля горных пород. Если рассматривать НДС массива только от гравитационной силы, то концентрация напряжений на контуре породного обнажения появляется с образованием полости (выработки) в породах. Тепловое воздействие вентиляционного воздуха на естественный температурный режим приконтурного слоя мерзлых пород вызывает появление температурных напряжений в массиве от температурной зависимости физико-механических свойств и температурного расширения горных пород, что увеличивает или снижает общую концентрацию напряжений на контуре в зависимости от времени проведения выработки и носит сезонный, циклический характер. При проведении в холодный период времени, когда температура воздуха в выработке бывает значительно ниже естественной температуры пород, приконтурный слой переохлаждается и это вызывает увеличение концентрации напряжений. Если выработка проводится в летний период, когда в ствол поступает вентиляционный воздух с положительной температурой, то вокруг выработки происходит процесс протаивания мерзлых горных пород. Это приводит к качественно новому перераспределению НДС по контуру выработки, обусловленному изменением геомеханической ситуации вследствие температурной зависимости физико-механических свойств мерзлых пород, особенно при переходе их в талое состояние. Термомеханические процессы в зависимости от сезона года периодически изменяются, особенно при длительной эксплуатации выработки.

Рассмотренные представления о формировании начального поля напряжений в массиве касаются лишь гравитационных сил. Многочисленные экспериментальные исследования выявили новые факты, связанные с проявлением тектонических процессов в земной коре. Действие тектонических сил приводит к формированию в породном массиве аномально высоких горизонтальных напряжений, превышающих вертикальные составляющие давления пород. Тектонические напряжения не поддаются аналитическому расчету по причине отсутствия теории прогнозирования тектонических процессов, и поэтому их следует определять по данным экспериментальных измерений.



Естественное напряженное состояние породного массива — основной фактор при оценке напряженно-деформированного состояния, устойчивости и параметров геомеханических процессов, происходящих в обнажениях горных пород.

В задачах механики горных пород массив моделируется упругим полупространством или полуплоскостью. До выполнения горных работ (открытых и подземных) нетронутый массив испытывает начальные напряжения, вызываемые собственным весом пород и тектоническими процессами. Следует различать формирование начального поля напряжений в непосредственной близости к земной поверхности и на глубине в массиве пород.

Напряжения в толще грунтов возникают главным образом под действием гравитационных сил или силы тяжести горных пород. При горизонтальном напластовании различных по плотности горных пород сила тяжести изменяется только по глубине.

Вместе с тем важную роль при анализе напряженного состояния играют подземные воды, влияние которых обычно проявляется в действии гидростатических и гидродинамических сил. Кроме того, необходимо учитывать рельеф дневной поверхности. На глубине влияние этих факторов исчезает, и только собственный вес горных пород является причиной начального напряженного состояния массива осадочных пород. Начальное поле напряжений породного массива в этом случае называется гравитационным.

Нормальные напряжения от собственного веса будут расти по мере удаления от дневной поверхности, и на некоторой глубине составят:

$$\sigma_z^{(0)} = \int_0^H \rho(z) dz. \quad (1)$$

Величины горизонтальных напряжений в массиве пород (сплошная, упругая, однородная и изотропная среда) при условии отсутствия горизонтальных деформаций можно получить из выражения:

$$\sigma_x^{(0)} = \sigma_y^{(0)} = \mu \int_0^H \rho(z) dz. \quad (2)$$

где  $\mu$  — коэффициент бокового давления (распора) в массиве;  $\rho$  — плотность горных пород;  $H$  — глубина расчета напряжений.

В массиве пород направление действия силы тяжести и его нормальной составляющей на горизонтальной площадке совпадают, что приводит к отсутствию касательных напряжений. Как известно, в этом случае имеем главные напряжения.

Если массив представлен однородными по плотности горными породами, т.е. нормальные составляющие напряжений от собственного веса равны:

$$\sigma_z^{(0)} = \rho H; \quad (3)$$

$$\sigma_x^{(0)} = \sigma_y^{(0)} = \mu \rho H. \quad (4)$$

Влияние остальных факторов, определяющих естественное напряженное состояние породного массива, можно учесть поправочными коэффициентами к гравитационной составляющей напряжений.

В массиве горных пород выполняются горные работы с выемкой горных пород, образуется породное обнажение. Предположим, что протяженность обнажения достаточно велика, тогда влиянием размеров обнажения на изменения напряжений и деформаций в самом породном массиве перпендикулярной поверхности обнажения можно пренебречь. В этом случае можно применить цилиндрическую систему координат. Считаем, что на поверхности обнажения поддерживается температура воздушной среды равной или ниже естественной температуры мерзлой породы. Данное условие позволяет исключить тепловое влияние обнажения на механическое состояние приконтурного слоя массива пород. Этим самым обеспечиваем только механическое влияние обнажения на напряженно-деформированное состояние массива.

При рассмотрении исходного напряженного состояния породного массива в упругой постановке считают, что основная сила, формирующая распределение напряжений, определяется силой тяжести горных пород, которая направлена перпендикулярно земной поверхности к центру Земли. Тогда, по условию зависимости между напряжениями и деформациями с учетом изотропности свойств упругих горных пород определяется исходное напряженное состояние породного массива (гипотеза А.Н.Динника) в виде:

$$\sigma_z = \rho H, \quad \sigma_x = \sigma_y = \frac{\mu}{1 - \mu} \rho H. \quad (5)$$

С одной стороны, гипотеза А.Н.Динника остается справедливой для отдельных регионов платформенного типа, в т.ч. для большинства осадочных и, можно предположить, для кимберлитовых месторождений [7]. С другой, есть и другие гипотезы (относительно коэффициента бокового отпора): гипотеза гидростатического распределения напряжений, гипотеза, учитывающая тектоническую составляющую горизонтальных напряжений. Считается, что земная кора представляется своеобразной динамической, механической системой, на которую действуют разные силы геологической природы [7]. Многочисленные экспериментальные данные о коэффициенте бокового распора на разных месторождениях не дают достоверных оснований рассчитывать естественное напряженное состояние на конкретном месторождении по гипотезе А.Н.Динника.

В соответствии с гипотезой А.Н.Динника коэффициент бокового распора можно определить по формуле:

$$\mu = \frac{\sigma_x}{\sigma_z}, \quad (6)$$

где  $\mu$  — коэффициент Пуассона горных пород.

Если коэффициент Пуассона равен 0,5, то это означает, что объемные деформации отсутствуют и коэффициент бокового распора равен единице.

При релаксации напряжений за длительный геологический период формируется начальное напряженное состояние с коэффициентом бокового распора близким к единице. В разрушенных породных массивах прочностью пород близкой к нулю, коэффициент бокового распора равен:

$$\frac{1 - \sin \alpha}{1 + \sin \alpha}, \quad (7)$$

где  $\alpha$  — угол внутреннего трения разрушенной породной массы.

Взаимодействие внутренних полей напряжений при разгрузке в процессе генезиса осадочной породы препятствует полному освобождению накопленной энергии упругих деформаций [6]. Из области механики грунтов известно положение об одновременном действии двух систем напряжений: эффективных, связанных с передачей давления от внешней нагрузки нижележащим слоям породы, и нейтральных, связанных с гидростатическим напряжением. Поэтому в системе уравнений напряжение—деформация должен быть еще один компонент, учитывающий это взаимодействие двух систем напряжений, сформированный в процессе образования осадочной горной породы. Если преобразовать уравнения (5) через разницу главных напряжений, например,  $(\sigma_z - \sigma_x)$ , то коэффициент бокового отпора можно будет интерпретировать следующим образом:

$$\frac{1 - 2\nu}{1 + \nu}. \quad (8)$$

Проанализируем изменение коэффициента бокового отпора в зависимости от коэффициента Пуассона. Выполненные расчеты коэффициента бокового отпора по формулам (6, 8) приведены в таблице.

Реальные значения коэффициента Пуассона горных пород колеблется в пределах 0,1—0,4. Причем даже для одного типа породы этот коэффициент имеет значительные вариации, что делает весьма не

#### Значения коэффициента бокового отпора

Коэффициент Пуассона	Коэффициент бокового отпора по формуле	
	(6)	(8)
0	0	1
0,1	0,11	0,88
0,2	0,25	0,75
0,3	0,43	0,57
0,4	0,67	0,33
0,5	1	0

определенным расчет коэффициента бокового отпора по формуле (6).

Результаты работы [6] подтверждают, что в процессе снятия внешней нагрузки взаимодействие систем напряжений, действующих в горных породах, с одной стороны, приводит к тому, что коэффициент Пуассона зависит от коэффициента Пуассона слагающих ее фракций. С другой, породный массив в естественном состоянии находится в относительно устойчивом равновесии и постоянном нагружении силой тяжести горных пород, что формирует величину коэффициента бокового отпора в значении константы на период устойчивого равновесия исходного поля напряжений.

Следовательно, при коэффициенте бокового отпора вида (8) напряженное состояние породного массива в естественном залегании будет определяться следующим образом:

$$\sigma_z = H, \quad \sigma_x = \sigma_y = \frac{1 - 2\nu}{1 + \nu} H. \quad (9)$$

Характерная особенность выражений (9), в отличие от (5), заключается в том, что для малых значений коэффициента Пуассона горных пород имеем напряженное состояние близкое к гидростатическому состоянию нетронутого массива.

Гипотеза о гидростатическом напряженном состоянии нетронутого массива горных пород, как правило, учитывается, когда возможно деформирование горных пород в виде пластичности и ползучести [9]. Для условий многолетнемерзлых пород, которые являются реологическими геоматериалами из-за наличия льда в своем составе, считается необходимым применение гипотезы гидростатического распределения напряжений, что сделано, например, в работе [3], при прогнозе НДС массива при отработке трубки Ботубинская подземным способом в варианте камерно-целиктовой системы разработки.

В этих условиях, с учетом сказанного, можно предположить, что в многолетнемерзлом породном и грунтовом массиве (ввиду неоднозначности формирования исходного напряженного поля в процессе генезиса породы) целесообразно использовать формулу (9) в качестве граничных условий при расчете НДС массива вокруг горных выработок для малых значений коэффициента Пуассона, а формулу (5) — для больших значений коэффициента Пуассона.

Для условий месторождения Интернациональное В.Д.Барышников [2] натурными измерениями определил следующие параметры напряженного состояния породного массива. На глубине около 800 м вертикальная компонента напряжений в массиве горных пород составила 27—28,3 МПа, горизонтальная компонента напряжений в породном массиве изменяется в пределах 21,5—22,5 МПа. Отношение горизонтальных напряжений к вертикальным в массиве горных пород равно 0,8. В тоже время отмечено превышение

вертикальной компоненты напряжений над величиной  $H$  (22 МПа, вес налегающей толщи пород) на 23—28%.

В работе [8] при математическом моделировании изменения НДС рудного массива и вмещающих пород в ходе ведения горных работ с закладкой на различных этапах отработки трубки Мир граничные условия определялись при коэффициенте бокового распора равном 0,4. В тоже время для условий месторождения Ботуобинское при расчете НДС массива горных пород методом граничных интегральных уравнений в качестве исходного напряженного состояния массива принималось гидростатическое распределение напряжений  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z = H$ , что объяснялось наличием льда в многолетнемерзлых породах [3]. Результаты различных исследований показывают, что в вопросе определения исходного напряженного поля в породном массиве кимберлитовых месторождений нет единого мнения.

Таким образом, предложенные в статье рекомендации по расчету коэффициента бокового распора, позволяют прогнозировать напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород в широком диапазоне геокриологических условий месторождений полезных ископаемых.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баклашов И.В.* Геомеханика // Основы геомеханики. Учебник для вузов. В 2 т. Т. 1. —М., 2004.
2. *Барышников В.Д., Болтенгаген И.Л., Коврижных А.М.* Определение напряжений методом щелевой разгрузки / Комбинированная геотехнология: развитие способов добычи и безопасность горных работ // Мат-лы международной научно-технической конференции 26—29 мая 2003 г. —Магнитогорск, 2004. С. 142—150.
3. *Барышников В.Д., Гахова Л.Н., Крамсков Н.П.* Геомеханическое обоснование параметров камерно-целиковой системы разработки на стадии геологоразведочных работ / Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы развития // Мат-лы международной научно-практической конференции «Мирный 2001». —М.: Руда и металлы, 2002. С. 185—189.
4. *Голик В.И., Исмаилов Т.Т.* Управление состоянием массива. —М., 2005.
5. *Дядькин Ю.Д.* Основы горной теплофизики для шахт и рудников Севера. —М.: Недра, 1968.
6. *Мороз А.И.* К вопросу об определении коэффициента Пуассона осадочной горной породы // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 4. 2006. С. 59—68.
7. *Курленя М.В., Кулаков Г.И.* Напряженное состояние породных массивов в верхних слоях земной коры // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 3. 1998. С. 3—9.
8. *Овчаренко О.В., Айнбиндер И.И., Шилин К.Ю., Крамсков Н.П.* Геомеханическое обоснование параметров подземного способа разработки кимберлитовой трубки «Мир» // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 6. 2002. С. 8—13.
9. *Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах. —М.: Недра, 1985.

## Технология и техника вращательного бурения скважин большого диаметра в многолетнемерзлых породах

Р.М.СКРЯБИН, Н.Г.ТИМОФЕЕВ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Скважины большого диаметра нашли широкое применение в геологоразведочной отрасли, при бурении скважин на россыпных месторождениях, вместо шурфопроходческих работ. Рассмотрены технические возможности современных буровых, бурильно-крановых установок и параметры режущих элементов, породоразрушающих инструментов для бурения скважин большого диаметра в мерзлых грунтах.

*Ключевые слова:* бурение скважин большого диаметра, многолетняя мерзлота, оптимальный угол резания, буровой снаряд, буровое оборудование, конструкция режущих элементов, буровые резцы.

Скрябин Рево Миронович

Тимофеев Николай Гаврильевич, yakutsk\_09@mail.ru

## Technology and engineering of rotary drilling of large-holes in permafrost formations

R.M.SKRYABIN, N.G.TIMOFEEV

Of large diameter wells are widely used in geological exploration industry for drilling wells in alluvial deposits, in return shurfoprodcheshkih works. This article discusses the technical capabilities of modern drilling, drilling and crane systems and the parameters of the cutting elements, porodorazruschayuschih instrumentov for drilling large diameter in the frozen ground.

*Key words:* large-hole drilling, permafrost, the optimum cutting angle, drill, drilling equipment, the design of cutting elements, drill cutters.

В технологическом комплексе работ современного строительного производства для устройства свайных фундаментов промышленных и гражданских зданий и сооружений все большее распространение получает технология строительства с применением бурения скважин большого диаметра. Параметры строительных скважин в зависимости от назначения изменяются в широких пределах: по глубине от 2 до 30 м; по диаметру от 0,3 до 1,2 м.

Этим обусловлено появление большого разнообразия конструкций бурильных, бурильно-крановых машин и оборудования, создаваемых и выпускаемых серийно специализированными машиностроительными предприятиями, а также в ограниченном количестве различными организациями для собственных нужд. Дальнейшее развитие технологий строительного производства с применением буровых работ определяет необходимость создания строительной бурильной техники соответствующего типоразмера и значительного расширения масштабов ее производства [1].

За последние годы бурильные, бурильно-крановые машины (БКМ) и оборудование вращательного действия широко применяются почти во всех регионах Российской Федерации для проходки скважин строительного назначения в разнообразных грунтовых условиях. Поэтому требования к эксплуатации данных машин и оборудования самые различные и опре-

деляются природно-климатическими условиями территории района строительства.

Основу современной строительной бурильной техники, применяемой при проходке скважин различного назначения в строительном производстве, составляет механическое разрушение мерзлых и не мерзлых грунтов. В связи с этим конструкции современных бурильных установок и оборудования разработаны с использованием преимущественно механических способов разрушения грунтов на забое скважины. В строительстве наиболее распространен вращательный способ, оснащенный буровым инструментом режущего типа и шнековым транспортером. Параметры шнеков для бурения скважин зависят от свойств разрабатываемых грунтов. При работе в мерзлых грунтах отношение шага спирали к наружному диаметру шнека принимается равным 0,4—0,6, а отношение внутреннего диаметра шнека к наружному должно составлять 0,25—0,45. В случае использования шнековых буров в вязких и липких грунтах повышенной влажности отношение шага спирали к наружному диаметру надо увеличивать и принимать равным 0,6—0,8 и даже до 1.

Отмеченные обстоятельства обуславливают наличие актуальной научно-технической задачи разработки высокопроизводительного режущего инструмента и установление рациональных технологических режимов бурения скважин в различных мерзлых



грунтах, в т.ч. с гравийно-галечниковыми включениями и слабыми скальными прослойками.

Как показал опыт эксплуатации бурильно-крановых машин в районах Сибири, Дальнего Востока и Якутии, область эффективного их применения в настоящее время ограничена техническими возможностями поставляемого с ними серийного бурового инструмента. Обладая в целом достаточной стойкостью, серийные буры обеспечивают эффективное бурение скважин в не мерзлых, однородных сезонно-мерзлых и вечномёрзлых грунтах прочностью до IV категории по СНиП.

При бурении же мерзлых низкотемпературных грунтов с включениями гальки и гравия до 40% объема происходит заметное снижение эффективности бурения в связи с недостаточной стойкостью и прочностью режущих элементов этих буров. Из-за интенсивного разрушения режущих элементов практически невозможно бурение скважин серийными бурами в мерзлых грунтах с повышенным содержанием гравийно-галечниковых включений и слабых скальных прослоек, т.е. в грунтах прочностью свыше V категории по СНиП [2].

В области создания новых и совершенствования существующих конструкций бурового инструмента в нашей стране известны работы институтов: ВНИИБТ, ВИТР, ВИЭМС, ИГД им.А.А.Скочинского, РГГРУ им.Серго Орджоникидзе и других организаций. Однако следует отметить, что уровень работ в области создания режущего бурового инструмента не отвечает современным требованиям практики глубокого и разведочного бурения, ведения буровых работ в горнорудной промышленности и строительном производстве, а расширение области применения бурильных, бурильно-крановых машин и оборудования вращательного действия в значительной степени сдерживается несовершенством конструкций, неудовлетворительным качеством изготовления, низкой стойкостью и высокой стоимостью инструмента [6].

Научное управление процессом вращательного бурения на современном этапе ведения буровых работ в строительном производстве, разведочном бурении и горнорудной промышленности является важнейшей научно-технической проблемой. В связи с этим вопросы исследования процессов бурения и выбора наиболее выгоднейших режимов вращательного бурения всегда находятся в центре внимания исследователей, поскольку этот способ бурения получил самое широкое распространение как в отечественной, так и зарубежной практике ведения буровых работ.

Анализ исследований вращательного бурения скважин в мерзлых и не мерзлых грунтах показывает основные закономерности и особенности этого способа проходки:

наиболее распространены конструкции буров со сплошным разрушением грунтов на забое скважины;

бурение скважин осуществляется в основном циклическим способом короткими рейсами или циклами, длина которых не превышает 0,5—0,7 м лопастными и 1,2—1,5 м короткошнековыми бурами, а также непрерывным способом на полную глубину скважины;

поскольку бурение скважин ведется при сравнительно невысоких частотах вращения инструмента, то удаление продуктов разрушения с забоя скважины по режущим элементам и лопастям буров производится исключительно за счет «подпора» разрушенного грунта;

лопастные и короткошнековые буры не только разрушают грунты на забое скважины, но и аккумулируют их над лопастями или между витками шнеков, а также обеспечивают периодический подъем разрушенных грунтов из скважины на земную поверхность.

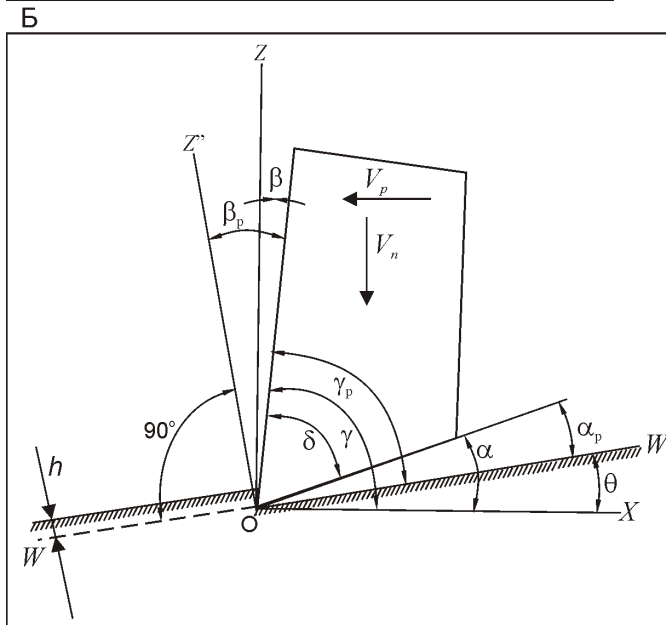
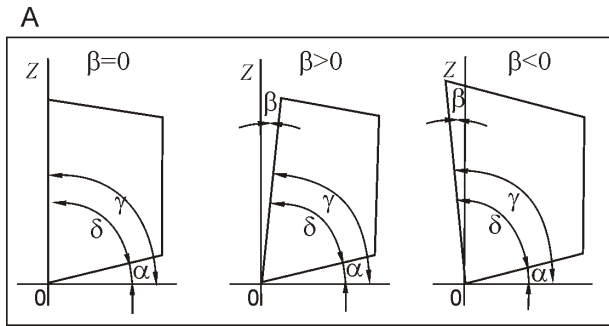
Особый интерес представляют исследования по определению геометрических параметров режущих элементов различных рабочих систем (см. рисунок).

Углы заточки лезвий режущих элементов оказывают влияние на скорость и энергоёмкость процесса бурения, а также определяют их стойкость и прочность. Угол заострения выбирается в зависимости от прочности, абразивности и гранулометрического состава разрушаемых мерзлых грунтов и от ожидаемых рабочих нагрузок на инструмент. Этот угол на режущих элементах, армированных твердосплавными пластинами, изменяется в пределах 70—90°.

Передний угол оказывает большое влияние на износостойкость и прочность режущих кромок и заметное влияние на возникающие усилия и мощность. Различают передние углы: нулевые  $\alpha = 0$ ; положительные  $\alpha > 0$  и отрицательные  $\alpha < 0$  (см. рисунок, А). При бурении пород средней крепости рекомендуется применять  $\alpha = 15^\circ$ , при бурении в мягких породах с  $f = 3—4$  существенный эффект можно ожидать при использовании передних углов  $\alpha = 0$  и даже положительных до  $15^\circ$ .

Задний угол  $\beta$  в режущем инструменте обычно принимается  $\beta = 10^\circ$ . Не рекомендуются слишком увеличивать задний угол при положительном переднем угле, поскольку это приводит к ослаблению прочности режущих кромок. При создании новых резцов для бурения пород с  $f = 10$  целесообразно использовать значения задних углов  $\beta$  равных 20—30°.

Угол резания  $\gamma$  в зависимости от крепости или прочности разрушаемой породы и конструкции режущей части инструмента изменяется в широких пределах от 60 до 115°. При бурении прочных мерзлых грунтов, особенно с твердыми включениями, а также горных пород средней крепости инструментами, армированными твердыми сплавами группы ВК, рекомендуемый угол резания от 70 до 115°, так как при малых углах режущие кромки армировки выкрашиваются. С увеличением угла резания, особенно



### Геометрические параметры резцов:

углы: А — конструктивные, Б — рабочие, — задний, — передний, — резания, — заострения; параметры углов связаны между собой следующими зависимостями:  $90^\circ$  ;

свыше  $90^\circ$  , возрастает сопротивление мерзлых грунтов и горных пород резанию.

В процессе бурения скважин режущие кромки инструмента совершают два движения: поступательное в осевом направлении со скоростью  $v_n$ , при котором они внедряются в разрушаемый мерзлый грунт, и вращательное вокруг оси инструмента со скоростью  $v_p$ , при котором они срезают стружку определенной толщины. В результате обоих движений линия резания в любой точке режущей кромки будет определяться касательной  $W-W$  (см. рисунок, Б), которая составляет с плоскостью  $OX$  угол наклона траектории резания [2].

Геометрия режущих элементов и их расположение на корпусе для всех типов буров являются основными факторами, влияющими на производительность машин особенно при бурении скважин в прочных мерзлых грунтах и в грунтах с включениями. Проведенный анализ существующих конструкций режущего бурового инструмента свидетельствует о том, что

четких рекомендаций по рациональной конструкции бура и геометрии режущих элементов до настоящего времени не выработано. Для определения рациональных параметров конструкции инструмента и режима бурения необходимо провести обзор и анализ научных исследований процессов разрушения и транспортирования грунтов, позволяющих установить физическую сущность исследуемого процесса образования скважины большого диаметра вращательным способом.

Установку пластинок твердого сплава на резах коронок выполняют с положительными, отрицательными и двугранно-отрицательными углами резания, резы на коронках располагают на разной высоте для получения ступенчатой формы забоя и с прерывной линией резания. Рекомендуется производить шлифовку поверхности пластинок из твердого сплава, которая по данным ВНИИТС повышает стойкость бурового инструмента на 15—25%.

Проведенными в РГГРУ исследованиями установлено, что для каждой горной породы существует оптимальный угол резания инструмента, приближенное значение которого для плоской прямоугольной формы реза может быть определено по формуле:

$$90^\circ - \theta$$

где  $\theta$  — угол скола (сдвига) горной породы.

С возрастанием крепости горных пород для повышения эффективности бурения следует увеличивать угол резания. Также определены приближенные оптимальные значения углов резания для мягких горных пород, соответствующие минимуму результирующей силы резания и изменяются эти углы от  $30^\circ$  до  $75^\circ$  . Конкретное положение минимума результирующих сил резания и форма их кривых зависят от геометрических параметров реза и свойств горной породы.

Исследованиями установлено, что рациональным углом резания для резцов плоской формы землеройных машин при работе их в мерзлых грунтах следует считать угол близкий к  $60^\circ$  . С увеличением угла резания  $60^\circ$  значительно увеличивается усилие резания и несущественно уменьшается площадь соприкосновения реза с разрушаемой средой. При углах резания  $60^\circ$  усилие резания снижается незначительно, но быстро возрастает площадь контакта реза с мерзлым грунтом, уменьшается угол встречи передней грани реза с абразивными частицами и, следовательно, будет расти интенсивность износа резцов.

Для обеспечения эффективного процесса бурения скважин вращательным способом наряду с положительным решением вопросов по разрушению грунтов на забое скважины немаловажны проблемы по удалению продуктов разрушения с забоя скважины на дневную поверхность.

Для положительного решения этих вопросов на основании научного обобщения и анализа литератур-

ных данных, изучения процессов взаимодействия инструмента с разрушаемой средой и очистки призабойной зоны от буровой мелочи, анализа лучших отечественных и зарубежных конструкций буров, а также опыта создания твердосплавного инструмента для бурения шпуров, разведочных скважин, шурфов и скважин большого диаметра в талых и мерзлых грунтах, мягких и рыхлых породах, были разработаны исходные технические требования к конструкции режущего бурового инструмента для бурения скважин большого диаметра в различных мерзлых грунтах:

1. Рациональная форма, размеры и геометрия режущих элементов буров должны обеспечивать минимальные энергозатраты в процессе разрушения мерзлых грунтов при высокой производительности бурения.

2. Параметры режущих элементов должны соответствовать типоразмерам бурового инструмента.

3. Режущие элементы должны быть унифицированы и взаимозаменяемы по типоразмерам для различных условий эксплуатации.

4. Закрепление режущих элементов в держателях должно быть простым и надежным.

5. Режущие элементы должны обладать достаточной прочностью и износостойкостью, особенно их армировка и режущие кромки.

6. Типоразмерный ряд резцов должен гарантировать необходимую экономичность применения в задаваемых условиях эксплуатации за счет увеличения в первую очередь их надежности.

7. Твердосплавные пластины должны быть сориентированы на режущих элементах под определенным углом, величина которого близка к углу равнодействующей сил взаимодействия инструмента с грунтом.

8. Режущая кромка инструмента должна быть прерывистой, позволяющая создавать высокие контактные нагрузки на забой скважины.

9. Количество дублирующих резцов в линиях резания должно соответствовать сложности условий их работы. Резцы в одной линии резания должны располагаться на одинаковой высоте и равных расстояниях друг от друга по окружности.

10. Расположение резцов по высоте должно обеспечивать образование ступенчатой формы забоя.

11. Грунторазрушающая часть инструмента должна иметь минимальную и достаточную площадь контакта с поверхностью забоя скважины: минимальную — для обеспечения объемного разрушения мерзлых грунтов при обычных осевых усилиях и достаточную — для поддержания высокой износостойкости режущих кромок инструмента.

12. Для бурения скважин в сложных грунтовых условиях должен применяться буровой инструмент со специальными режущими элементами.

13. Конструкция периферийной части бура должна обеспечивать минимальную потерю диаметра при бурении скважин.

14. Форма лопастей бура должна гарантировать достаточно хорошее его центрирование в скважине.

15. Должна быть обеспечена простота конструкции, минимальная материалоемкость, технологичность и невысокая стоимость изготовления.

Эффективность работы режущего бурового инструмента зависит от свойств буримых грунтов, основных параметров инструмента и рациональных режимов бурения.

Свойства буримых мерзлых грунтов оказывают решающее влияние на показатели бурения и выбор параметров бурового инструмента. Из свойств, характеризующих сопротивляемость мерзлых грунтов резанию, следует выделить плотность, влажность, температуру и гранулометрический состав, а из свойств, характеризующих степень воздействия грунтов на инструмент — абразивность или изнашивающую способность мерзлых грунтов. Поэтому при разработке конструкций режущего бурового инструмента важно учитывать физико-механические свойства мерзлых грунтов [2].

В Республике Саха (Якутия) в строительной индустрии особо широко применяется бурение скважин большого диаметра для возведения свайных фундаментов и под опоры мостов. Буровые мастера производственного кооператива (ПК) «Монтажник» для бурения скважин большого диаметра (1200 мм) под опоры моста решили поставленную задачу по-своему. Как известно, одной из важнейших задач обеспечения эффективного разрушения мерзлых грунтов на забое скважины является разработка рациональной конструкции грунторазрушающей части режущего бурового инструмента. Основываясь на закономерностях технологии бурения скважин большого диаметра по мерзлым грунтам, ПК «Монтажник» внес свои изменения в конструкции бурового снаряда.

Положительное решение этой задачи связано с разработкой схемы расстановки режущих элементов на траверсах корпуса бура. На серийном стандартном буровом снаряде с самовращающимся режущими элементами ПК «Монтажник» поменял очередность расположения резцов в грунторазрушающей части снаряда на твердосплавно-заостренные резцы. При этом сохраняется рациональная ориентация режущих кромок резцов относительно оси вращения бура, взаимное расположение отдельных режущих кромок и продольных осей резцов в пространстве забоя скважины, что позволит уменьшить действующие нагрузки при разрушении одинаковых объемов мерзлых грунтов и обеспечить снижение энергоемкости процесса бурения, а также способствует эффективной очистке забоя скважины от буровой мелочи.

При этом параметры инструмента: геометрия режущих элементов, схема расстановки резцов на буре, размеры и форма корпуса и транспортирующих лопастей бура соответствуют грунтовым условиям бу-



рения. Геометрия режущих элементов бурового инструмента характеризуется углом заточки, формой и размерами их режущих кромок. Они во многом зависят от способа армирования их режущих кромок, а также от профиля, размеров и формы применяемых твердосплавных пластин. Углы заточки режущих элементов рассматриваются в двух плоскостях — в плоскости резания, касательной к поверхности резания, и в основной плоскости, перпендикулярной к первой.

Углы заточки лезвий режущих элементов оказывают влияние на скорость и энергоемкость процесса бурения, а также определяют их стойкость и прочность. Угол заострения выбирается в зависимости от прочности, абразивности и гранулометрического состава разрушаемых мерзлых грунтов и от ожидаемых рабочих нагрузок на инструмент. Этот угол на режущих элементах, армированных пластинами, обычно бывает равным 70—90°. В данном снаряде углы твердосплавно-заостренных резцов трехгранные и равны 60—70°.

Для буровых работ этим снарядом ПК «Монтажник» использует новую отечественную буровую установку БКМ-2012 производства ОАО «Стройдормаш». Машина предназначена для бурения скважин в вечной мерзлоте при отсутствии валунов, а так же в грунтах до четвертой категории и установки в них столбов линий электропередач, опор для различных сооружений [6].

Новые БКМ-2012 уже применяются при строительстве высоковольтной линии электропередач Сунтар—Олёкминск. Новая машина отличается от машин предыдущего поколения более высокой производительностью. БКМ-2012 имеет поворотную платформу, на которой смонтировано бурильное оборудование на специальных направляющих, позволяющих буровой установке перемещаться в горизонтальной плоскости до 800 мм. При этом производится наезд бура на заданную точку бурения с высокой точностью и очень быстро. Экономическая эффективность использования поворотной платформы позволяет сэкономить до 22% времени на буровых работах, уменьшает расходы по обслуживанию машины и оплате персонала [5, 6].

В качестве базового шасси для монтажа бурильного оборудования применяется полноприводное шасси КАМАЗ-53228. Оно позволяет бурильно-крановой машине свободно передвигаться на местности в условиях полного бездорожья, что высоко оценили специалисты фирмы «АЛРОСА—ВГС».

Бурильно-крановая машина БКМ-2012 способна бурить скважины диаметром до 1200 мм на глубину до 20 м, при этом крутящий момент на буре достигает 450 об/мин. Крановое оборудование машины способно поднимать грузы массой до 3 т. За устойчивость бурильно-крановой машины во время работы отвечают новые аутригеры, закрепленные на жест-

кой раме новой конструкции. Бортовой компьютер следит за работой всех механизмов БКМ-2012 и в случае необходимости предупредит оператора машины о возникших сбоях [4]. Преимущества данной установки — это доступная цена установки и инструмента, и самое главное мобильность буровой в труднодоступных районах.

Установка БКМ-2012, так же как и все другие, имеет свои недостатки: ограниченная глубина бурения скважин (до 20 м), не имеет возможности комплексного применения ударного и вращательного бурения, которая необходима при геологических изысканиях, для раздробления крупных валунов при бурении скважин большого диаметра [5].

При бурении скважин на буровой снаряд из силовых параметров наиболее существенное влияние на износ режущих кромок инструмента оказывает осевое усилие, прижимающее лезвия режущих элементов к забою скважины. Переменная во времени площадь притупления лезвий режущих элементов и действующее на них осевое усилие определяют удельное давление режущих элементов на забой и обеспечивают разрушение мерзлых грунтов и износ инструмента [3].

Износ лезвий режущих элементов в процессе бурения во многом зависит также от величины пути, проходимого каждой кромкой. Поскольку при вращательном бурении каждая точка режущей кромки в зависимости от радиуса проходит разный путь трения, то и величина износа вдоль радиуса инструмента имеет переменное значение, увеличивающееся от оси бура к его периферии. По мере затупления инструмента для обеспечения эффективного бурения скважин необходимо повышение осевого усилия подачи на забой. Исследования свидетельствуют о том, что увеличение усилия подачи не приводит к росту интенсивности износа режущих кромок инструмента, а обеспечивает увеличение толщины срезаемой стружки, следовательно, и скорости бурения, а также снижение энергоемкости процесса бурения и повышение срока службы инструмента. В процессе бурения скважин происходит постепенное затупление режущих кромок инструмента. В результате бурения скважин затупленным инструментом не только снижаются показатели процесса бурения, но и увеличивается расход режущих элементов инструмента. Поэтому при эксплуатации режущего бурового инструмента необходимо строго следить за своевременной переточкой его режущих кромок [2].

В соответствии с разработанными требованиями проанализированы основные конструктивные параметры и разработана методика конструирования грунторазрушающей части режущего бурового инструмента для проходки скважин большого диаметра в различных мерзлых грунтах.

Разработанная рациональная конструкция грунторазрушающей части режущего бурового инструмен-



та имеет минимальную суммарную линию резания, обладает пониженной энергоемкостью процесса разрушения грунта, обеспечивает надежное центрирование бура по оси скважины и способствует эффективной очистке забоя скважины от буровой мелочи.

Выполнение комплекса исследований по созданию и освоению перспективной бурильной техники позволит решить проблему повышения производительности и эффективности буровых работ в промышленном производстве.

Поэтому от работы всех элементов бурового инструмента, обоснованности и рациональности выбранных его конструктивных параметров и режима взаимодействия с забоем скважины зависят показатели бурения и эффективность использования всего уникального поверхностного комплекса бурового оборудования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисович В.Т., Зеленцов Р.В., Чунусов В.В. Бурение скважин большого диаметра. —М.: Недра, 1977.
2. Бугаев В.Г. Исследование процесса, разработка конструкции режущего инструмента обоснование режимов вращательного бурения скважин: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. —Красноярск, 2004.
3. Брылин В.И. Бурения скважин специального назначения. Учебное пособие. —Томск, 2006.
4. Руководство технической эксплуатации буровой установки БКМ-2012. —Алапаевск, 2010.
5. Тимофеев Н.Г. Технические возможности бурения скважин большого диаметра // Труды региональной конференции «Проблемы геологии и разведки недр Северо-Востоке России». —Якутск, 2011.
6. Тимофеев Н.Г. Бурение скважин большого диаметра (шурфов 600 мм и более) на разведке россыпных месторождений Севера / Сб. XI международной научной конференции «Севергеоэкотех—2010». —Ухта, 2010.

## Геофизика и глубинное строение

---

УДК 550.83.016 (571.56)

Е.Э.Соловьев, В.Ю.Фридовский, Т.Д.Адаров, 2011

### Геофизические поля и глубинное строение Южного Верхоянья

Е.Э.СОЛОВЬЕВ, В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, Т.Д.АДАРОВ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Проведен анализ трансформированных гравитационного и магнитного полей Южного Верхоянья. Выделены и охарактеризованы две геофизические области, различающиеся уровнем и структурой трансформированных полей — Приплатформенная и Южно-Верхоянская. Установлены положение кристаллического фундамента и элементы рудномагматических систем в региональных и локальных аномалиях геофизических полей.

*Ключевые слова:* Южное Верхоянье, трансформированные поля, гравитационные и магнитные аномалии, фундамент.

Соловьев Евгений Эдуардович  
Фридовский Валерий Юрьевич, fridovsky@ysu.ru  
Адаров Тимофей Дмитриевич

### Geology and geophysics of the deep parts of the South Upper Yana region

E.E.SOLOVYEV, V.Yu.FRIDOVSKY, T.D.ADAROV

The analysis of transformed gravitational and magnetic fields of the South Verkhoyaniye was made. Two geophysical areas Priplatformennaya and South Verkhoyanskaya, varying the level and structure of transformed fields were selected and characterized. The position of basement and elements of ore-magmatic systems in regional and local anomalies of geophysical fields were established.

*Key words:* South Verkhoyaniye, transformed fields, gravitational and magnetic anomalies, basement.

Территория исследований охватывает восточную окраину Сибирской платформы и значительную часть Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [3]. Регион обладает высоким металлогеническим потенциалом благородных, цветных и редких металлов [4, 6]. В пределах

Южного Верхоянья проведены региональные разно-масштабные геофизические работы (гравиразведка, магниторазведка), по результатам которых намечены перспективные площади [1]. Несмотря на большой объем проведенных исследований, глубинное строение региона и его влияние на условия размещения

разновозрастного оруденения остаются слабоизученными. Глубинное строение региона исследовано путем трансформаций геофизических полей в современных автоматизированных программах обработки данных — Koscad 3D, Surfer 8. В качестве исходных материалов использованы схемы гравитационного и магнитного полей масштаба 1:1 500 000 (А.П.Кропачев с соавторами, 2004).

**Гравитационное поле.** Проведена двумерная адаптивная энергетическая фильтрация исходного поля с выделением региональной и локальной составляющих [2]. В рассматриваемом регионе выделены две гравитационные области, отличающиеся структурой и уровнем значений региональной компоненты поля силы тяжести — Приплатформенная и Южно-Верхоянская (см. рисунок I, А). Приплатформенной гравитационной области соответствуют восточная окраина Сибирской платформы, Кыллахская и западный фланг Сетте-Дабанской тектонических зон. Область характеризуется повышенными значениями силы тяжести (15... 80 мгл). В ее пределах выделены крупные гравитационные максимумы и минимумы, отражающие строение кристаллического фундамента. Приплатформенная область разделена на три продольных сегмента — западный, центральный и восточный.

Западный сегмент отвечает структурам Сибирской платформы и западной части Кыллахской тектонической зоны и отмечается максимальными значениями региональной компоненты гравитационного поля (5... 20 мгл).

Центральный сегмент протягивается в субдолготном направлении в междуречье Восточная Хандыга—Юдома, в тектоническом отношении охватывает восточное окончание Приверхоянского краевого прогиба и осевую часть Кыллахской зоны. Сегмент выделяется пониженными значениями региональной составляющей гравитационного потенциала. Здесь наблюдаются два гравитационных минимума. Первый минимум северо-западной ориентировки расположен в северной части сегмента, характеризуется значениями гравитационного потенциала до 80 мгл и отражает погружение фундамента до глубины 7,5 км в пределах Приверхоянского краевого прогиба [5]. Второй минимум сложного строения, интенсивностью до 40 мгл находится южнее, в бассейне р.Аллах-Юнь. Он обусловлен малоамплитудным погружением фундамента и отражает зону разуплотнения широтного направления.

Восточный сегмент Приплатформенной области (восточная часть Кыллахской и значительная часть Сетте-Дабанской зон) характеризуется повышенными значениями региональной компоненты гравитационного поля до 20 мгл. Региональные гравитационные аномалии сегмента маркируют протяженный в субдолготном направлении выступ кристаллического фундамента шириной около 50—70 км,

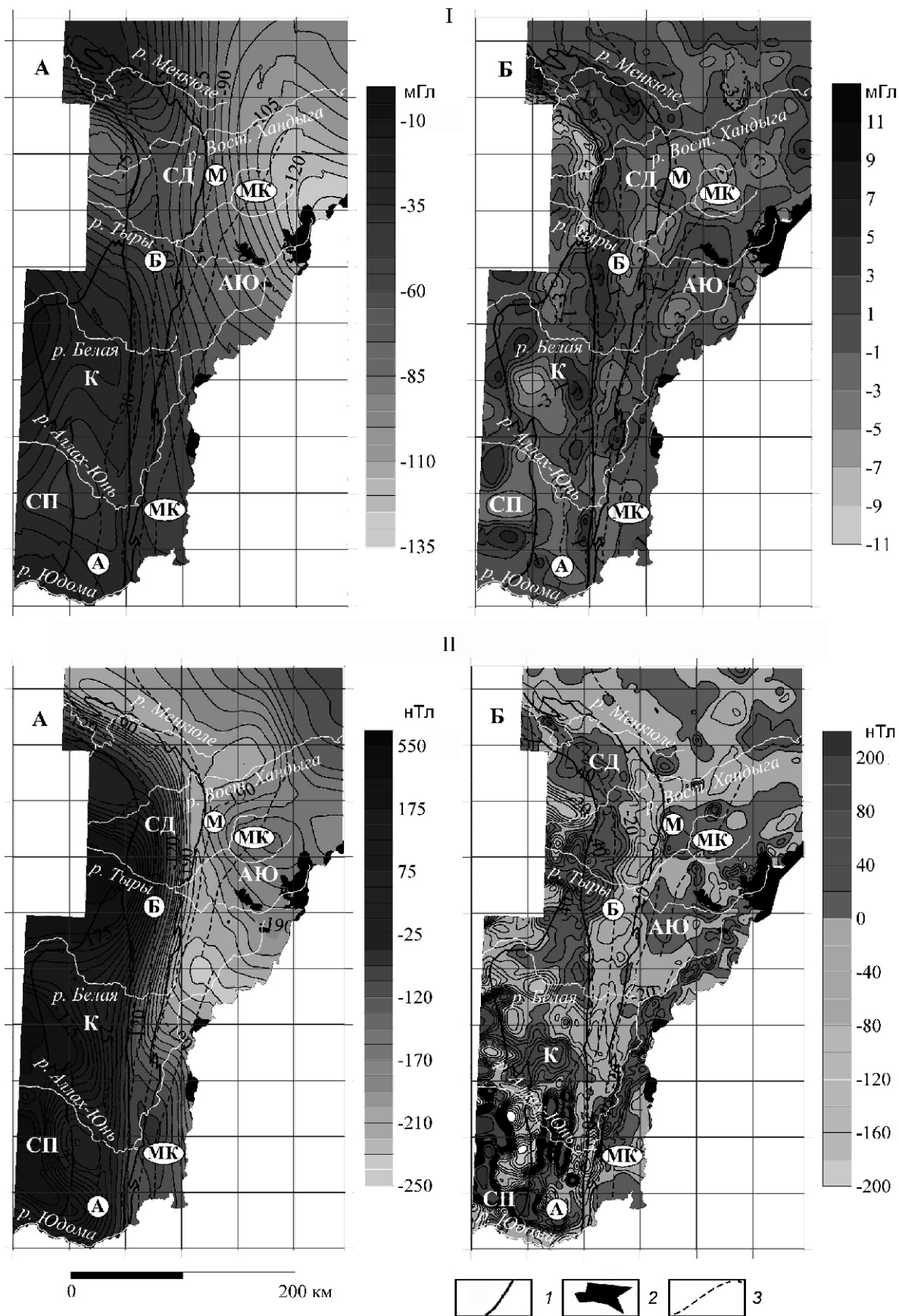
осложненный седловиной в междуречье Восточная Хандыга—Тыры. Наиболее близкое залегание фундамента наблюдается на северном замыкании Сетте-Дабанской тектонической зоны, где по расчетным данным мощность осадочных пород составляет около 1,5—2 км, а также в Горностахской рамповой антиклинали (около 3—4 км) Кыллахской зоны, сформированной над крупным аллохтонным кровельным дуплексом [3, 5, 7]. Необходимо отметить высокоамплитудное погружение фундамента к востоку в бассейне р.Менкюле на границе Сетте-Дабанской и Аллаха-Юньской тектонических зон. Таким образом, структура и значения региональных гравитационных аномалий в Приплатформенной области указывают на близкое залегание, невыдержанный рельеф кристаллического фундамента, его погружение к востоку, а также на наличие субширотных зон разуплотнения.

Южно-Верхоянская область региональных гравитационных аномалий включает Аллаха-Юньскую тектоническую зону, а также тыловую зону Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Область характеризуется неравномерным уменьшением в юго-восточном направлении значений региональной компоненты гравитационного потенциала (65... 130 мгл). Региональная гравитационная аномалия связана с депрессией фундамента в пределах Куйдусунской впадины, где развиты субвулканические плутоны.

На схеме локальной составляющей поля силы тяжести выделяются сегментации Приплатформенной гравитационной области (см. рисунок I, Б). Западный сегмент отмечается линейными локальными гравитационными аномалиями повышенных значений субдолготного и северо-восточного простирания. В южной части сегмента контрастно выделяется локальный минимум отрицательного знака, маркирующий зону разуплотнения широтной ориентировки шириной до 20 км.

Центральный сегмент прослеживается цепочкой линейных и субизометричных локальных гравитационных аномалий отрицательного знака близдолготного простирания. В междуречье Томпо—Тыры наблюдается дугообразный локальный минимум, ограниченный с востока Акринским разломом, вероятно, трассирующий юго-восточное замыкание Приверхоянского прогиба, перекрытого осадочным чехлом Сибирской платформы. Интенсивный локальный гравитационный минимум изометричной формы в междуречье Белая—Аллах-Юнь отвечает области увеличения мощности менее плотных осадочных пород. Аномалии локальной компоненты гравитационного поля центрального сегмента отражают расширяющийся к югу протяженный погруженный блок земной коры, образованный разноглубинными геологическими структурами.

Восточный сегмент Приплатформенной области в поле локальной составляющей гравитационного по-



**Трансформированное гравитационное (I) и магнитное (II) поля Южного Верхоянья:**

составляющие полей: А — региональная, Б — локальная; 1 — границы тектонических зон: СП — восточная окраина Сибирской платформы, К — Кыллахская, СД — Сетте-Дабанская, АЮ — Аллах-Юньская; 2 — магматические образования; 3 — разломы: А — Акринский, Б — Бурхалинский, М — Менкюленский, МК — Минорско-Кидерикинский



тенциала выражен вытянутой полосой линейных положительных аномалий субмеридиональной ориентировки. В пределах северного окончания Сетте-Дабанской структуры наблюдается широкая (до 65 км) зона положительных гравитационных аномалий северо-западной ориентировки, осложненная на западе Бурхалинским разломом, на востоке — Менкюленским. Указанные разрывные нарушения проявляются линейными локальными аномалиями отрицательного знака. Локальные гравитационные аномалии положительного знака рассматриваемого сегмента отражают наличие узкого протяженного приподнятого блока шириной 7—20 км, формирующего крутой уступ в рельефе кристаллического фундамента в Кыллахской и осевой части Сетте-Дабанской тектонических зон. Восточнее Приплатформенной гравитационной области прослеживается вытянутая в север-северо-восточном направлении зона локальных аномалий отрицательного знака, ограниченная с востока Менкюленским разломом и указывающая на наличие опущенного блока Сетте-Дабанской тектонической зоны.

Для Южно-Верхоянской гравитационной области свойствен мозаичный характер аномалий с пониженными значениями локальной составляющей гравитационного потенциала на севере и повышенными на юге. В северной части области в междуречье Тыры—Восточная Хандыга контрастно выделяется кольцевая аномалия пониженных значений поля силы тяжести, в пределах которой размещаются Дыбинский и Курумский гранитоидные плутоны. Учитывая интенсивность (5 мгл) и форму аномалии, приуроченность массивов к ареальной структуре трансформированного поля можно предполагать наличие в верхнем горизонте земной коры локальной рудномагматической системы, с которой пространственно ассоциируют Дыбинский и Нежданинский рудные поля. В междуречье Тыры—Белая выделяется относительный гравитационный минимум, состоящий из двух локальных аномалий отрицательного знака интенсивностью до 5 мгл, обрамленных кольцевой положительной аномалией. Гравитационный минимум овальной формы вытянут в север-северо-восточном направлении. Особенности относительного гравитационного минимума позволяют интерпретировать его как скрытый гранитоидный массив с двумя апофизами. Таким образом, в пределах Южно-Верхоянской гравитационной области локальные аномалии преимущественно отрицательного знака вызваны гранитоидными массивами. Отмечается слабая выраженность региональных разрывных структур (Менкюленский и Минорско-Кидерикинский разломы) в поле локальных гравитационных аномалий.

**Магнитное поле.** В поле региональной компоненты магнитного потенциала изучаемый регион дифференцируется также как и в гравитационном поле на две области — Приплатформенную и Южно-Верхоянскую (см. рисунок II, А). Приплатформенная область отме-

чается региональными магнитными аномалиями высоких положительных значений до 375 нТл и охватывает восточную окраину Сибирской платформы, Кыллахскую и западную часть Сетте-Дабанской тектонических зон. С севера она ограничена Приверхоянским краевым прогибом, с востока — Бурхалинским и Акринским разломами, на юге в бассейне р.Юдома замыкается. В бассейне р.Белая наблюдается широкая до 22 км зона пониженной намагниченности пород субширотного простирания, осложняющая региональные магнитные аномалии. Выделенная в гравитационных аномалиях зона разуплотнения в бассейне р.Аллах-Юнь в трансформированном поле выражена локальным магнитным минимумом северо-западной ориентировки. В целом, высокий уровень значений региональных магнитных аномалий положительного знака Приплатформенной области указывает на близость намагниченных пород кристаллического фундамента. Магнитные аномалии пониженных значений отражают субширотные геологические структуры, выполненные достаточно мощными слабомагнитными осадочными толщами. Приплатформенная область отделяется от Южно-Верхоянской зоной высоких горизонтальных градиентов 10 нТл/км, проявленной в пределах осевой части Сетте-Дабанской структуры, что с учетом гравиметрических данных, указывает на амплитудное погружение к востоку фундамента.

Южно-Верхоянская область в региональной компоненте магнитного потенциала характеризуется малоамплитудными аномалиями отрицательного знака. Уровень регионального магнитного поля изменяется в пределах 190... 230 нТл. В северной части области в междуречье Менкюле—Восточная Хандыга наблюдается широкая магнитная аномалия интенсивностью до 200 нТл северо-восточного простирания. Аномалия согласуется с ориентировкой разрывных нарушений сдвиговой кинематики, широко развитых в северной части Аллаха-Юньской тектонической зоны. В бассейне р.Тыры фиксируется аномалия близоземной формы (62 48 км) интенсивностью 160 нТл. Она коррелируется с выделенной в трансформантах гравитационного поля локальной рудномагматической системой. Магнитная аномалия (до 230 нТл) северо-западного простирания в верховьях р.Аллах-Юнь пространственно совпадает со скрытым гранитоидным массивом, выраженный в гравитационном поле. Пониженный уровень значений региональных магнитных аномалий Южно-Верхоянской области по отношению к Приплатформенной показывает, что кристаллический фундамент Аллаха-Юньской тектонической зоны залегает на значительной глубине и не оказывает существенно возмущающего влияния на потенциальное поле.

В поле локальной составляющей магнитного поля в Приплатформенной области наблюдается две аномальные зоны повышенных значений. Первая зона фиксируется в междуречье Томпо—Белая (северо-западная часть Сетте-Дабанской тектонической зоны),



имеет дугообразную форму и значения локального магнитного поля 20—80 нТл. Магнитные аномалии высокой интенсивности коррелируются с локальными гравитационными максимумами, отражающими выступ кристаллического фундамента. Вторая зона выделяется в южной части Приплатформенной области в междуречье Белая—Юдома. В ее восточной части развиты линейные полосы интенсивных магнитных аномалий, связанных с дайковыми поясами диабазов и габбро-диабазов. Там же фиксируется изометричная положительная магнитная аномалия, обусловленная Горноозерским плутоном щелочно-ультраосновного состава [3]. Зона осложнена магнитным минимумом в бассейне р.Аллах-Юнь, расположение которого пространственно коррелируется с гравитационной аномалией пониженных значений. Таким образом, локальные магнитные аномалии отражают близповерхностное строение земной коры, где положительным значениям трансформированного поля соответствуют выступы намагниченных пород фундамента и магматические образования (основного и ультраосновного состава), отрицательным — депрессионные геологические структуры.

Контрастно маркируется граница, отделяющая Приплатформенную область от Южно-Верхоянской, и проявляется вытянутой в субдолготном направлении зоной линейных и изометричных аномалий отрицательного знака. С запада она фрагментарно ограничена Акринским разломом, с востока — Менкюленским. Зона магнитных относительных минимумов коррелируется с полосой локальных аномалий гравитационного поля отрицательного знака, вызванных погружением фундамента к востоку.

Южно-Верхоянская область характеризуется малоамплитудным уровнем знакопеременных локальных аномалий. На севере области изометричные локальные аномалии положительного знака интенсивностью 60—80 нТл вызваны гранитоидными массивами. Незначительное повышение значений аномального поля наблюдается в районах известных и скрытых гранитоидных плутонов. В юго-восточной части области в междуречье Аллаха-Юнь—Белая выделяется линейная аномалия положительного знака северо-восточного направления, интенсивностью до 80 нТл, совпадающая с южным сегментом Минорско-Кидеркинского разлома.

В заключение следует подчеркнуть, что рассматриваемый регион в трансформированных геофизических полях разделяется на две области — Приплатформенную и Южно-Верхоянскую. Они отличаются уровнем и структурой аномальных полей, отражающих различное геологическое строение. Приплатформенная область характеризуется повышенным уровнем значений грави- и магнитных аномалий, относительно близким положением плотных и намагниченных пород кристаллического фундамента, развитием магматических образований основного и

ультраосновного состава. Выделен узкий протяженный блок гравитационных и магнитных аномалий субдолготного простирания в пределах Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон, отражающий выклинивающийся к югу выступ кристаллического фундамента. Субширотные грави- и магнитные минимумы маркируют поперечные к основным геологические структуры, которые на раннем этапе формирования региона развивались как трансформные разломы, а на позднем — как латеральные рампы. В геофизических полях отмечается погружение пород фундамента к востоку, более амплитудное в районе северо-восточного окончания Сетте-Дабанской тектонической зоны.

Приплатформенная и Южно-Верхоянская области разделены полосой грави- и магнитных аномалий отрицательных значений север-северо-восточного направления, обусловленных увеличением мощности осадочных толщ в восточной части Сетте-Дабанской тектонической зоны. Южно-Верхоянская область характеризуется малоамплитудными знакопеременными аномалиями геофизических полей. Низкий уровень грави- и магнитного полей указывают на значительную глубину залегания фундамента, нарастание мощности карбонатно-терригенных пород в пределах Аллаха-Юньской тектонической зоны. Общий уровень трансформированных полей Южно-Верхоянской области нарушают аномалии, вызванные известными и скрытыми гранитоидными плутонами, представляющие собой элементы единых рудно-магматических систем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Копылов М.И.* Перспективы поисков золоторудных месторождений в Аллаха-Юньской металлогенической зоне (Дальний Восток России) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 23—32.
2. *Никитин А.А., Петров А.В., Зиновкин С.В.* Развитие статистических приемов обработки и интерпретации геофизических полей в компьютерной технологии КОСКАД 3D // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 68—73.
3. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* // —М.:МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
4. *Фридовский В.Ю.* Металлогения коллизионных месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 4. С. 53—67.
5. *Фридовский В.Ю., Адаров Т.Д.* Геолого-геофизические модели Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса // X Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. —М.: Экстра-Принт, 2011.
6. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33—37.
7. *Штех Г.И.* Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы // Региональные геофизические исследования в Сибири. —Новосибирск, 1967. С. 9—31.

## Модели циклического строения отложений венда—кембрия месторождений Непско-Пеледуйского свода по данным каротажа скважин (Сибирская платформа)

С.А.БЕРЗИН (Компания WesternGeco), А.Г.БЕРЗИН (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Дана характеристика метода спектрально-глубинных разверток (СГР) по данным каротажа скважин, реализованного в программе RITM, и его возможностей. Приведены последние результаты применения СГР на месторождениях Непско-Пеледуйского свода в Якутии для решения задач, связанных с изучением седиментационной цикличности, оценками качества нефтегазовых резервуаров и выработкой тектонических критериев поиска месторождений углеводородов в отложениях венда и нижнего кембрия.

*Ключевые слова:* данные ГИС, СГР, параметры развертки, коллектор, активные разломы.

Берзин Сергей Анатольевич, sberzin@hotmail.com

Берзин Анатолий Георгиевич, a\_berzin@mail.ru

## Well logs based models of cyclic successions of vendian—cambrian sediments of Nepa-Peledui arch (Siberian platform)

S.A.BERZIN, A.G.BERZIN

Some characteristics and usage of the spectral-depth reaming (SDR) processing of the well logs data (RITM program) are given. The latest results of the SDR on well data from oil and gas fields of Nepa-Peledui arch in Yakutia are provided in connection with studying of sediment cyclicity, evaluating of the oil and gas reservoirs quality and working out a tectonic criteria for the hydrocarbons exploration in Vendian and low-Cambrian sediments.

*Key words:* well log data, SDR, parameters of SDR, collector, active faults.

В отложениях венда и нижнего кембрия Непско-Пеледуйского свода Непско-Ботуобинской антеклизы на востоке Сибирской платформы находится большинство продуктивных горизонтов и нефтегазовых резервуаров. Осадочный чехол мощностью 1,5—2,0 км залегает на архейско-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте и представлен пятью структурно-литологическими комплексами (снизу вверх): I — терригенные отложения венда (подиктеская толща, содержащая продуктивные на отдельных месторождениях талахский и хамакинский горизонты); II — преимущественно карбонатные отложения венда—нижнего кембрия (бюкская, успунская, кудулахская, юряхская и билирская свиты), в основании которых залегает основной продуктивный ботуобинский терригенный горизонт, а в кровле — осинский карбонатный; III — соли юрегинской и нелбинской свит; IV — доломиты, известняки с прослоями ангидритов и мергелей и соли чарской свиты в верхней части комплекса; V — сульфатно-карбонатно-терригенные отложения.

Представляет интерес изучение циклического строения венд-нижнекембрийских отложений с использованием новых методов обнаружения скрытых периодичностей по данным каротажа скважин на территории Непско-Пеледуйского свода Непско-Ботуобинской антеклизы, где открыт ряд крупных месторождений углеводородов в Якутии и Иркутской области. Цель изучения — установление особенно-

стей циклоседиментогенеза в отложениях венда—кембрия на хорошо изученных глубоким бурением Чаяндинском нефтегазовом и Талаканском газонефтеконденсатном месторождениях и оценки на этой основе качества продуктивных горизонтов, выявление коллекторов в карбонатных породах и динамически активных зон, формирующих коллекторские свойства и их нефтегазонасыщение. Такие оценки актуальны в период разработки этих месторождений.

Количественные подходы установления ритмики процессов осадконакопления, в той или иной форме связанные с математическими методами анализа периодичности дискретных последовательностей в функции геологического времени (мощности, скорости осадконакопления, времени отражения), находятся в стадии активного развития [7].

Интерес к исследованию ритмических процессов осадкообразования делает целесообразным опробование новых приемов их обнаружения по данным каротажа скважин. Особенность, разработанной и применяемой в текущих исследованиях программы RITM — построения спектрально-глубинных разверток (СГР) по данным каротажа скважин, состоит в том, что цикличность процессов изучается путем непрерывного прослеживания по глубине метрического  $R$  (радиуса корреляции) или динамического  $D$  (дисперсии) — аргументы, вычисляемые в нескольких окнах анализа каротажной кривой [2].

Стандартным является 5 окон размерами: 8, 16, 32, 64, 128, где — шаг дискретизации каротажной кривой, выбираемый по назначению. Предусмотрена также возможность глубинной развертки ряда других спектральных характеристик, вычисленных по энергетическому спектру функции автокорреляции: суммарной энергии, отдельной энергии спектра на высоких и низких частотах, средневзвешенной и медианной частоты. Совокупность кривых по одному параметру (далее только параметры  $R$  и  $D$ ) в возрастающих окнах анализа, вынесенные в масштабе симметрично относительно оси глубин, образуют собой СГР этого параметра по определенной каротажной кривой.

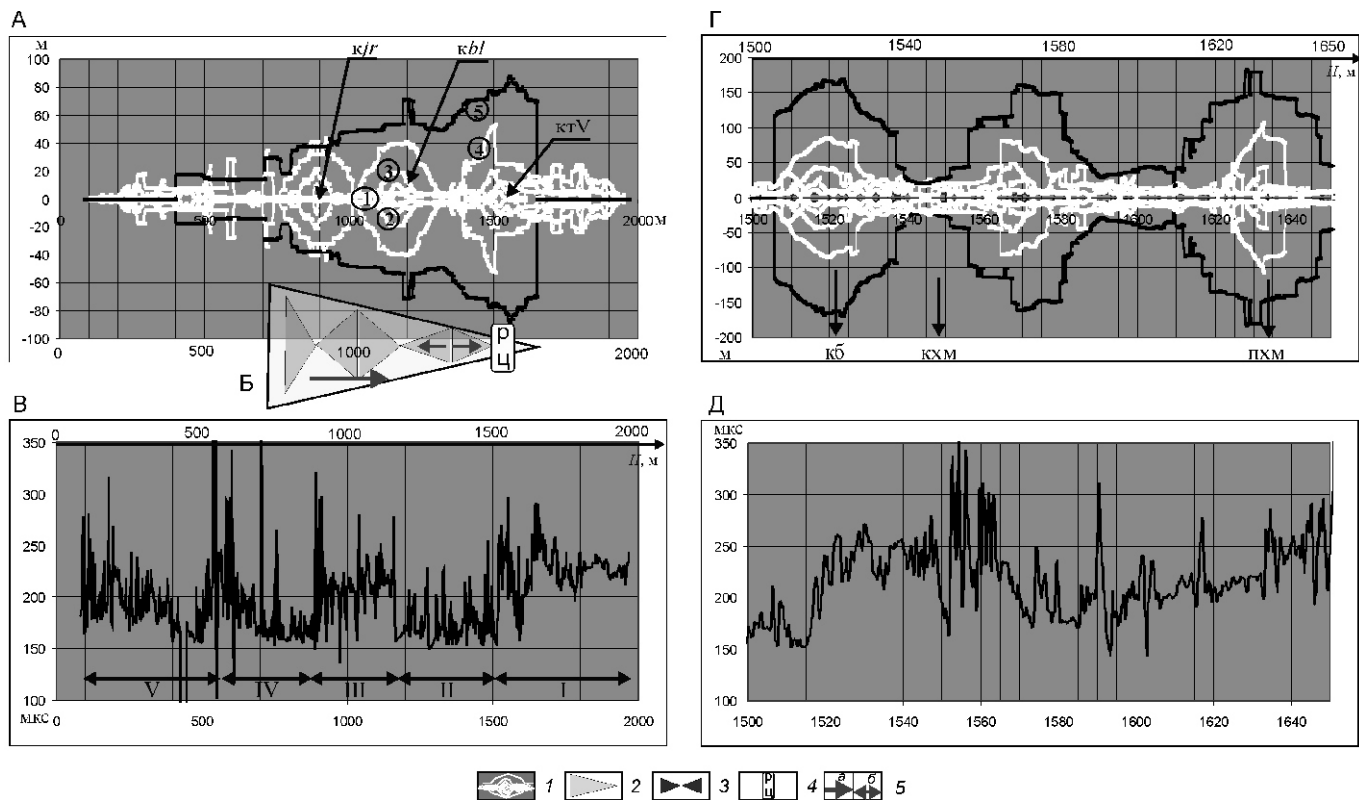
Кривая акустического каротажа (АК) выбрана базовой для СГР. Сопоставление СГР по данным АК с литологической колонкой и результаты численного моделирования дают основание утверждать, что ими отражаются изменения градиентности (крупнозернистость) или дизъюнктивности (число слоев на единицу длины) в осадочном чехле, а значит, при ис-

пользовании в качестве параметра развертки радиуса корреляции  $R$  и направление процесса седиментации, обуславливающее формирование определенного фациально-литологического ряда отложений [2].

Рассмотрим результаты, полученные на Непско-Пеледуйском своде по каждому параметру развертки  $R$  и  $D$ .

**Развертки по параметру  $R$**  являются основными для изучения седиментационной цикличности по всему стволу скважины и для изучения структурно-формационных особенностей пласта в интервалах залегания продуктивного горизонта. В первом случае шаг дискретизации в окнах анализа выбран 2,5 м, а диапазон длин окон анализа составлял 20—320 м, а во втором — шаг дискретизации 0,1 м и длина окон 0,8—12,4 м (рис. 1, А и Г).

С помощью СГР по параметру  $R$  проведены исследования для установления особенностей циклоседиментогенеза венд-кембрийских отложений, выделения и оценки качества ботубинского и хамакинского терригенных продуктивных горизонтов и нефтега-



**Рис. 1. Седиментационная цикличность венд—кембрий в разрезе Нижне-Хамакинской площади (скв.844):**

А — СГР кривой акустического каротажа (АК) по параметру  $R$  для всего ствола скважины; Б — модель циклоседиментогенеза отложений; В — кривая АК для рис. 1, А; Г — СГР кривой АК по параметру  $R$  в интервале залегания ботубинского и хамакинского горизонтов; Д — кривая АК для рис. 1, Г; цифры в кружках — кривые разверток, полученные в пяти окнах анализа (пятая — черная кривая в окне  $L$  320 м, определяет положение в разрезе мегацикла); 1 — синхронные разрастания первого порядка на развертках, отождествляемые с ре-проциклитами (макроциклитами); 2 — мегапроциклит верхнего венда—нижнего кембрия; 3 — ре-проциклиты; 4 — размытая цикличность; 5 — направление седиментации:  $a$  — в мегациклите,  $b$  — в ре-проциклитах; римские цифры — структурно-литологические комплексы;  $R$  — параметр развертки; АК — кривая акустического каротажа; кровли: кб — ботубинского и кхм — хамакинского горизонтов; пхм — подошва хамакинского горизонта



зовых резервуаров на изученных глубоким бурением Чайндинском, Талаканском и Верхневиллючанском месторождениях.

**Численное моделирование скрытых периодичностей и их выявление.** Возможности программы RITM по выявлению скрытых периодичностей на СГР по параметру  $R$  устанавливались численным моделированием. В основе моделей лежат общие геологические представления о цикличности осадконакопления, в которых квазипериодические колебания дна бассейна седиментации, под влиянием тектонических движений и эвстатических колебаний уровня Мирового океана, вызывают периодические трансгрессии и регрессии моря и формируют сложную иерархически соподчиненную структуру цикличности осадков. Под элементарным циклитом понимается наименьший по периоду законченный процесс направленной седиментации, выражающийся в упорядоченном изменении вверх по разрезу крупнозернистости и типа отложений — от конгломератов к песчаникам, алевролитам, глинам (кластические осадки); от известняков к доломитам и солям (химические и органические) или наоборот. Элементарный циклит, отражающий акт локальной трансгрессии, является проциклитом, акт локальной регрессии — рециклитом, а все возможные их сочетания про-проциклит, ре-рециклит, про-рециклит, ре-проциклит образуют внутреннее (высокочастотное) заполнение внешних циклитов более высокого уровня, формируемых в процессе низкочастотных колебаний дна бассейна.

Модели представляли собой аддитивные числовые ряды частотно и амплитудно-модулированных последовательностей импульсов, отражающих внутреннюю и внешнюю структуру цикличности. Внутренняя цикличность моделировалась числовой последовательностью импульсов, отображающей набор различных элементарных циклитов, состоящих из фиксированного числа слоев-импульсов, постоянной толщины — 32 дискретных отсчета, в которых изменялись частота и амплитуда импульсов в зависимости от типа циклита. Внешняя цикличность задавалась направленной частотной последовательностью импульсов, охватывающей по длительности вложенные циклиты. Глубина вложения циклитов для моделирования ограничена вторым порядком. Итоговая модельная последовательность вместе со шкалой глубин и шагом дискретизации 0,1 м обрабатывались программой RITM в окнах анализа (в м): 0,8; 1,6; 3,2; 6,4; 12,8. Такие параметры модели отвечают реальным толщинам и строению основного терригенного коллектора ботуобинского горизонта на месторождениях Непско-Ботуобинской антеклизы. Результаты моделирования опубликованы в работе [2].

**Циклы венд—нижнего кембрия по данным спектрально-глубинных разверток.** Расчленение циклически построенных толщ в разрезах скважин по

данным АК достигается на развертках шагом дискретизации 2,5 м и размерами окон анализа (в м): 1 — 20, 2 — 40, 3 — 80, 4 — 160, 5 — 320. Разрастаниями параметра  $R$  выделяются циклит высшего порядка (мега-цикл) и циклиты первого порядка (макроциклы). Модель двухуровневого циклоседиментогенеза венд-кембрийских отложений по данным СГР, характерного для разрезов скважин Непско-Пеледуйского свода, показана на примере скв.844 Нижне-Хамакинской площади (см. рис. 1, А и Б). В разрезе указанной скважины на региональном уровне в венд-нижнекембрийских отложениях однозначно устанавливается трансгрессивный характер осадконакопления. Это следует из того, что кривые СГР в максимальном окне анализа  $L$  320 м, имеют форму трапеции с отчетливо выраженным уменьшением значений  $R$  параметра вверх по разрезу, т.е. носят регрессивный характер. Для установления истинной цикличности характер поведения кривых во всех окнах анализа должен быть инвертирован. Физически это означает переход от параметра  $R$  к частотному параметру.

Мегацикл, отражающий региональную трансгрессию на Нижне-Хамакинской площади, начинается в терригенных породах венда и охватывает сменяющие их вверх по разрезу карбонатные, а затем галогенно-карбонатные отложения верхнего венда—нижнего и среднего кембрия. Он включает серию иерархически соподчиненных циклов первого (макроциклы) и второго (мезоциклы) порядка, отражающих последовательную смену трансгрессий и регрессий моря и формирование циклически построенной толщи венда—кембрия. Ре-проциклиты первого порядка (макроциклиты) на развертках, выражены синхронными разрастаниями во всех окнах анализа. Синхронность разрастаний на одних и тех же глубинах в различных окнах анализа свидетельствует по данным числового моделирования о приуроченности их к литологическим границам, разделяющим породы с резким различием скорости продольных волн (акустический параметр  $t$ ). Такие границы могут быть обусловлены сменой направлений седиментации в геологическом разрезе и соответствуют переходу от регрессивного к трансгрессивному режиму осадконакопления.

Перед началом поздневендского—раннекембрийского формирования осадков на Сибирской платформе многие исследователи отмечали повсеместный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом толщ венда и рифея. Затем территория Сибирской платформы была охвачена обширной трансгрессией, началось образование поздневендских горизонтов иктехской, мотской и других свит. Зоны осадконакопления постепенно расширялись и в среднемотское время почти вся территория платформы была покрыта морскими осадками [1].

Построенные спектрально-глубинные развертки данных акустического каротажа с шагом дискретиза-



ции 2,5 м по маршруту скважин через Верхне-Вилочанскую, Чаяндинскую, Нижне-Хамакинскую, Талаканскую и Таранскую площади позволяют уточнить особенности этого мегацикла. В частности выявить характер иерархически соподчиненной ему цикличности первого порядка (макроцикличности) и интервалы размыва толщ, установить режим циклогенеза в этот геологический период, выделить и оценить нефтегазовые резервуары (рис. 2).

По характеру седиментационного режима осадконакопления, устанавливаемому по данным СГР и увязываемому с литолого-фациальным характером осадконакопления, венд-кембрийские отложения подразделяются на две части: верхнюю толщу отложений (метегерская свита—иктехская серия), представленную сульфатно-карбонатными породами с подчиненными прослоями терригенных и галогенных пород и нижнюю — преимущественно терригенную (подиктехская толща).

Верхняя толща была охвачена трансгрессивным мегациклом, что предопределило характер седиментации и обусловило выдержанность литологического состава и толщин, слагающих эту толщу стратиграфических подразделений. В фациально-палеографическом плане поздневендско-раннекембрийские отложения накапливались в едином трансгрессивном мегацикле в условиях отсутствия источников сноса терригенного материала; соленосность бассейна заметно повышалась, на что указывает появление в разрезе ангидритов и даже каменных солей. Формирование поздневендско-раннекембрийских отложений в едином цикле региональной трансгрессии — факт хорошо известный, но впервые он наглядно подтвержден с использованием спектрально-глубинных разверток данных АК.

Одновременно при постепенном и региональном погружении дна морского бассейна происходили его периодические поднятия и опускания, приводившие к последовательной смене локальных регрессий трансгрессиями, которые сформировали ритмическое строение осадочной толщи на уровне макроцикличности. Устанавливаемый по СГР данных АК трансгрессивно-регрессивный характер циклического строения отложений верхнего венда—нижнего кембрия на изучаемой территории является принципиально новым результатом. Он определяет режим циклогенеза этой толщи в классе миграционных режимов как трансгрессивно-регрессивный, что дает возможность с учетом ее литологического строения охарактеризовать бассейн и тектоническую обстановку (класс бассейна) осадконакопления, например, по операционной модели системы седиментации С.И.Романовского [8].

Можно предположить формирование отложений верхнего венда—нижнего кембрия в условиях мелководного эпиконтинентального моря пассивной окраины континента на фоне развивающейся мегауровневой

трансгрессии. Периодически во времена локальных регрессий этот бассейн изолировался, начиналось выпадение сульфатов, каменной соли и др. Затем в период трансгрессий возобновлялись связи с Мировым океаном и восстанавливались нормальные морские условия с обычными карбонатно-глинистыми морскими осадками. Признаки опреснения бассейна проявляются в билирской (*bl*) и метегерской (*mtg*) свитах. В них, в частности, отмечается присутствие известняков. В итоге в разрезе отмечается периодическое чередование карбонатов, глин, ангидритов и солей, в результате чего образовалась не моноциклическая, а полициклическая соленосная толща (см. рис. 1, А).

Вендские отложения в подиктехской толще не охвачены трансгрессивным мегациклом и не имеют выраженных разрастаний параметра *R* за исключением участка на Таранской площади (скв.870), что подтверждает в раннем венде беспокойную тектоническую обстановку, характеризующуюся дифференцированными разнонаправленными движениями. По мнению А.А.Ануфриенко [1], такие движения привели к резкой изменчивости отложений, наличию внутриформационных перерывов в осадконакоплении и пестроте литологического состава, обусловили изменчивость минерального состава кластической части и цемента талахского и хамакинского продуктивных горизонтов, невыдержанность их толщин и взаимоотношения по простиранию с вмещающими породами. Подтверждается мнение, что формирование терригенного комплекса пород венда завершалось их региональным размывом, о чем свидетельствуют повсеместно срезанные основания у разрастаний на СГР от подиктехской толщи (см. рис. 2).

Неустойчивый и изменчивый режим седиментации по данным СГР на изучаемой территории имел место не только в до верхневендскую эпоху, но и после завершения региональной трансгрессии в среднем и верхнем кембрии. По данным СГР окончание трансгрессии имеет дифференцированный характер: на Талаканской и Таранской площадях фиксируется в ботомском ярусе нижнего кембрия, на Хамакинской — в верхах атдабанского яруса нижнего кембрия, на Озерной и Чаяндинской площадях — в низах амгинского яруса среднего кембрия, на Верхне-Вилочанской площади — в верхах тойонского яруса нижнего кембрия (см. рис. 2). В целом устанавливаемые начало и окончание мегацикла подтверждают сложившуюся точку зрения, что в венд-нижнепалеозойском мегакомплексе на востоке Сибирской платформы вендские формации отражают начало трансгрессивного этапа седиментации, ниже-среднекембрийские толщи — максимум трансгрессии, а верхнекембрийские—силурийские соответствуют регрессионному этапу [5].

Отметим установленные преимущества в использовании СГР данных АК для расчленения циклически построенных толщ (см. рисунки 1 и 2):

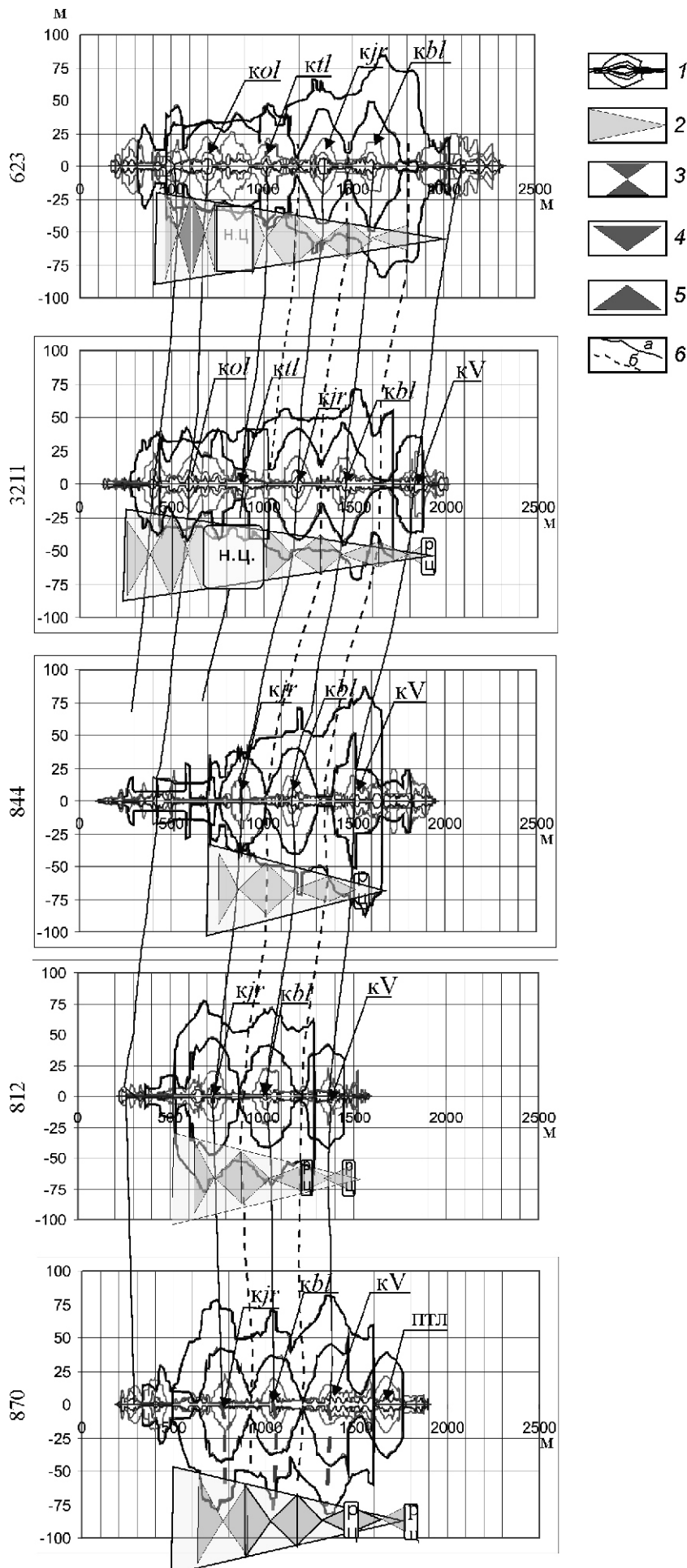


Рис. 2. Циклы венд—нижнего кембрия на территории Непско-Пеледуйского свода и Вилучанской седловины по данным разверток скважин (дискретизация 2,5 м):

скважины: Таранская — 870, Талаканская — 812, Нижне-Хамакинская — 844, Чайядинская — 3211, Верхне-Вилучанская — 623; 1 — синхронные разрастания первого порядка на развертках, отождествляемые с ре-проциклитами; 2 — мегапроциклит верхнего венда—нижнего кембрия; 3 — ре-проциклиты (макроциклы); 4 — проциклит (циклит); 5 — рециклит; 6 — линии корреляции: *a* — ре-проциклитов, *b* — про-рециклитов; р.ц. — размытые циклиты; н.ц. — наложенные циклиты; Птл — подошва талахской толщи; кV — кровля венда; кровли (к) свит: *bl* — билирской, *jr* — юрегинской, *tl* — низов верхне-толбачанской, *ol* — олёмминской

1. Расчленение и прослеживание отдельных толщ однозначно, так как корреляция опирается не на амплитудные значения кривой АК, а на форму и расположение циклитов; это преимущество, по-видимому, будет особенно значимым в регионах со слабо дифференцированным осадочным чехлом.

2. Становится возможным изучение скрытой периодичности осадконакопления, построение модели седиментационной цикличности и увязка их с режимом седиментации и литолого-фациальным характером осадконакопления.

3. На развертках СГР четко выделяются в виде «срезанной цикличности» или ациклических породно-слоевых ассоциаций диаеметы метки, свидетельствующие о перерывах в процессах накопления вследствие поднятия дна бассейна на уровень физического разрушения.

4. Возможно выделение внутренних границ ре-проциклитов первого порядка (макроциклиты), разделяющих породы с резким различием скорости продольных волн (акустический параметр  $t$ ); к таким границам на территории Непско-Ботубинской антеклизы приурочены нефтегазовые резервуары, состоящие из коллектора и непосредственно залегающего над ним истинного флюидоупора, имеющие региональную выдержанность. К ним на изучаемой территории следует отнести: ботубинский, осинский, толбачанский и олёмкинский резервуары, проявляющиеся на разведочных площадях в различных сочетаниях (см. рис. 2). Нефтегазовые резервуары, отображаемые циклитами второго порядка, локально распространены. Для их оценки и выделения требуется выработка определенных критериев.

**Изучение и оценка ботубинского и хамакинского нефтегазовых резервуаров** на СГР данных АК осуществлялась по нескольким маршрутам, проходящим через глубокие скважины, пробуренные на Чайядинском нефтегазовом и Талаканском газонефтяном месторождениях. Развертки построены на подиктехскую терригенную часть разреза с минимальным шагом дискретизации 0,1 м. Соответствующие окна анализа (в м): 0,8; 1,6; 3,2; 6,4; 12,8; 25,6 обеспечивали необходимую детализацию и отвечали реальным толщинам и строению основного терригенного коллектора ботубинского горизонта на большинстве месторождений (см. рис. 1, Г). Предварительно по таким разверткам на основе численного моделирования выработаны критерии выделения коллекторов и определения их толщин. Приведем некоторые выводы по этому направлению исследований.

*Ботубинский нефтегазовый резервуар* четко опознается на развертках АК по параметрам синхронного разрастания ре-проциклитов первого порядка, при этом коллектор увязывается с его рециклитовой, а флюидоупор — с проциклитовой частями. Кровля коллектора ботубинского горизонта и его наиболее эффективная часть всегда приурочены к

подошве карбонатов верхнебюкской свиты и определяется по положению синхронного разрастания на оси глубин, а подошва по схождению окон анализа на нулевой линии (см. рис. 1, Г).

Среднее значение толщин пласта коллектора по данным СГР ( $H_{\text{ср}} 9,71$ ) примерно на 30% меньше среднего значения толщин пласта ботубинского горизонта по геологическим данным ( $H_{\text{геол}} 13,76$ ) и практически равно среднему значению длин интервалов продуктивных испытаний ( $L_{\text{исп}} 9,76$ ). Толщины ботубинского горизонта практически не коррелируются с длинами продуктивных интервалов испытаний, а толщины пласта-коллектора по СГР связаны с интервалами испытаний достаточно высоким коэффициентом корреляции ( $r 0,68$ ). Это дает основание полагать, что по данным СГР определяется не мощность горизонта, а толщина его пласта-коллектора.

Толщины пласта ботубинского горизонта практически не коррелируются ( $r 0,18$ ), а длины интервалов испытания пласта-коллектора (как и толщины пласта-коллектора по СГР) слабо коррелируются ( $r 0,30$ ) с продуктивностью (дебитом) пласта при его испытаниях в скважинах. На этом основании можно утверждать, что продуктивность ботубинского горизонта определяется не мощностью пласта и даже не толщиной коллектора, а фильтрационно-ёмкостными характеристиками последнего.

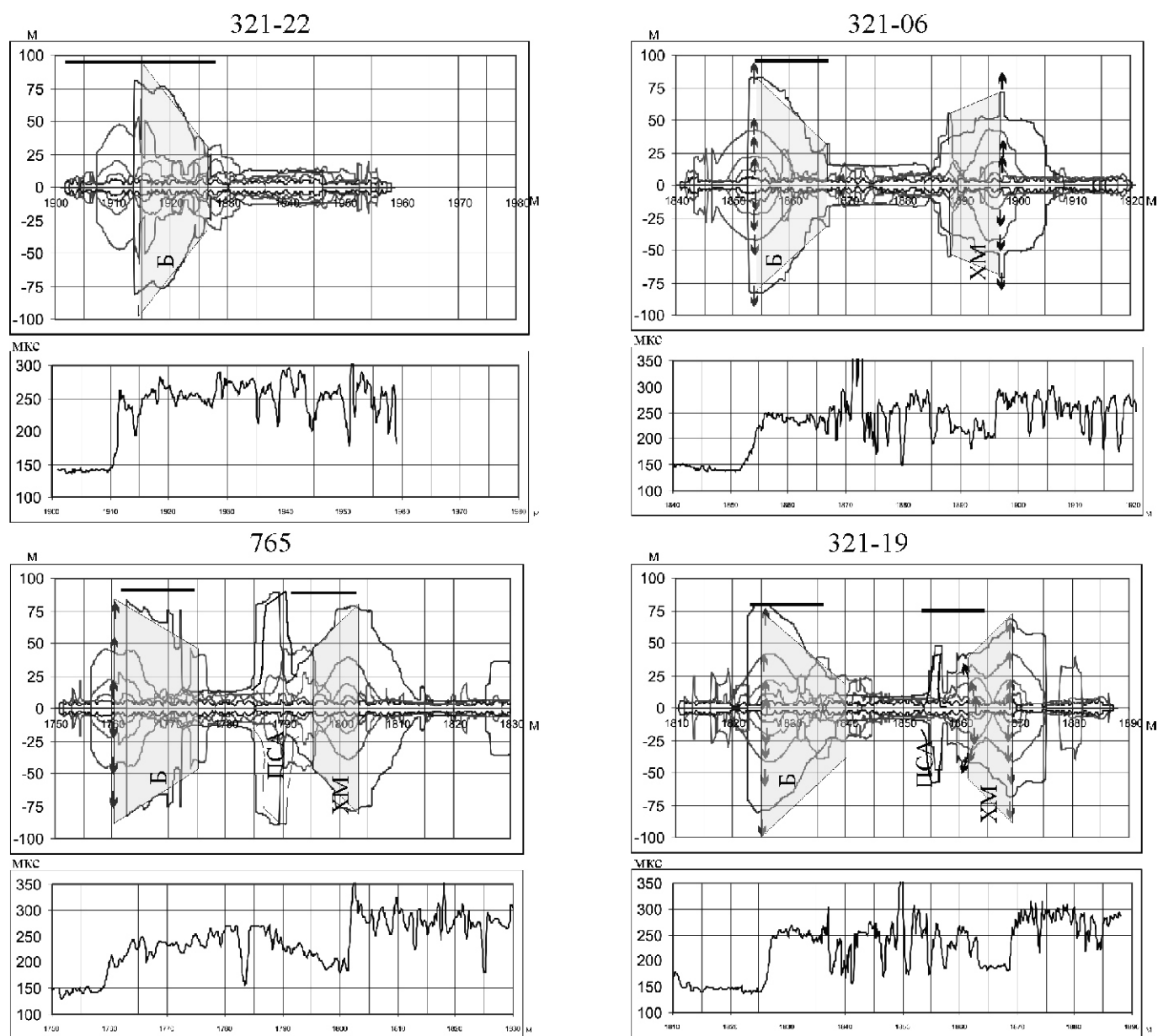
Ботубинский пласт по данным СГР характеризуется пространственной вариабельностью структурно-формационных характеристик и прежде всего цикличности строения. По характеру цикличности в малых окнах анализа наблюдается неупорядоченная (по маршрутам) смена моноциклического строения пласта на бициклический и полициклический. Геологическая природа таких изменений требует отдельного изучения с учетом литологических характеристик и фациальных особенностей формирования пород-коллекторов ботубинского горизонта. Вместе с тем вариабельность структурно-формационных характеристик не противоречит существующей точке зрения о том, что геологическое тело ботубинского горизонта сформировалось в форме системы линзовидных пластин в условиях пляжа, предфронтальной и переходной зон под влиянием волноприбойных и приливно-отливных процессов и состоит из большого числа клиноформ, отличающихся литологическим составом, строением и имеющим сложную конфигурацию в пространстве. Предполагается, что последнее обстоятельство приводит к существенной внутренней неоднородности выдержанного по всем имеющимся в настоящее время представлениям ботубинского горизонта [9].

*Хамакинский нефтегазовый резервуар* как двухчленный резервуар, над пластом-коллектором которого непосредственно залегают флюидоупор, на изученных маршрутах не выделяется. Коллектор хамакинского продуктивного горизонта является невы-

держанным и приурочен к терригенным слоям, занимающим различное положение в разрезе скважин по маршрутам (рис. 3). Данными бурения подтверждается, что хамакинский продуктивный горизонт объединяет серию пластов, отличающихся как по мощности, так и по площади распространения, а также по своим фильтрационно-ёмкостным свойствам. В равной степени вывод о невыдержанности в разрезе можно отнести и к глинистым покрывкам, и увязывается он с отмеченным положением, что вендские отложения в подиктевской толще не охвачены транс-

грессивным мегациклом и не имеют выраженных разрастаний параметра. Это обусловлено в раннем венде неспокойной тектонической обстановкой.

Терригенная толща верхней части паршинской свиты, содержащей хамакинский горизонт, характеризуется слабой дифференцированностью свойств по акустическому параметру  $t$ . Переходы между гранулярными и глинистыми породами не резкие, а градиентные, что отмечается в большинстве несинхронных разрастаний. На редких синхронных разрастаниях коллектор хамакинского горизонта зачастую приурочен не к регрес-



**Рис. 3. Спектрально-глубинные развертки на Чаяндинской площади в интервале, охватывающем ботубинский и хамакинский продуктивные горизонты:**

скважины: 321-22 — нет разрастания, соответствующего хамакинскому горизонту, 321-06 — в кровле разрастания нет покрывки и нет притока, 765 — в кровле разрастания нет глинистой покрывки, но флюидоупором служат породно-слоевые ассоциации (ПСА), есть приток, 321-19 — в кровле разрастания есть тонкая глинистая покрывка и ПСА, есть приток; Б — рециклиты ботубинского (Б) и проциклиты хамакинского (XM) горизонтов; линия вверху — интервал испытаний с притоком



сивным, а трансгрессивным ветвям. Регрессивными ветвями отмечаются породы с повышенной глинистостью. При таком характере отложений породы-коллекторы оказываются сверху и подстилаются неколлекторами. Образование залежей в этой толще зависит от характера размывов в ней, при котором на коллекторе может оказаться породно-слоевая ассоциация или глинистая покрывка и залежь по своему строению становится двухчленной (см. рис. 3).

В большинстве случаев хамакинский нефтегазовый резервуар можно представлять как резервуар трехчленного строения: коллектор—неколлектор—флюидоупор. Газопроявления хамакинского горизонта в интервалах скважин, отмечаемые испытаниями в скважинах, где отсутствуют какие-либо разрастания, свидетельствуют о том, что газ может скапливаться в породах, не являющихся истинными коллекторами, или под ближайшими истинными покрывками. Там, где локальных покрывок в толще, содержащей хамакинский горизонт нет, газ при вертикальной миграции должен скапливаться в ботубинском горизонте, имеющем региональный истинный флюидоупор — глинистые карбонаты успенской свиты.

С учетом трехчленного строения хамакинского резервуара, рекомендуется пересмотреть интервалы его испытания в скважинах, включив в них помимо коллекторов толщу пород до ближайшего выше залегающего истинного флюидоупора.

В целом зеркальный характер залегания залежей и газопоявлений в ботубинском и хамакинском горизонтах на Чаяндинской площади подтверждает высказанную ранее гипотезу о формировании залежей в ботубинском горизонте на территории Непско-Пеледуйского свода путем вертикальной миграции газа за счет расформирования залежей в более глубоких отложениях венда, а также из подфундаментных криптогенных или эндогенных источников [4].

**Развертки по параметру  $D$ .** К настоящему времени геолого-геофизическая изученность исследуемой территории глубоким бурением наиболее характерна для терригенных преимущественно газонасыщенных горизонтов, залегающих в низах осадочного чехла и выделяемых в составе терригенного комплекса раннего венда. Карбонатные горизонты, с одной стороны, и нефтенасыщенные коллекторы, с другой, играют на этом фоне подчиненную роль.

Согласно существующим представлениям с карбонатными горизонтами коллекторов на Сибирской платформе связан крупнейший резерв по наращиванию запасов нефти и газа. Многие нефтегазонасыщенные карбонатные пласты-коллекторы были, по-видимому, пропущены при проведении буровых работ по разным причинам геологического и технологического характера.

Изучение карбонатных коллекторов и возможности выявления динамически активных зон стали воз-

можными после модификации программы RITM и реализации в ней построений СГР по параметру  $D$ . По полученным результатам наиболее продуктивными в осадочном чехле Непско-Пеледуйского свода является осинский карбонатный горизонт, характеризующийся широким площадным распространением. Он представлен двумя пластами О-I и О-II общей мощностью до 80 м, из которых продуктивным является первый. Выделение границ и оценка коллекторских свойств пласта О-I осинского горизонта проводились в интервалах его залегания по разверткам параметра  $D$  кривых акустического каротажа скважин (шаг дискретизации 0,1 м) на Талаканском газонефтеконденсатном, Чаяндинском и Тымпучиканском нефтегазоконденсатных месторождениях.

Кривые СГР по параметру  $D$  в скважинах на Талаканской площади, где из пласта О-I при испытаниях не получено притоков нефти (или газа), при их сопоставлении характеризуются высокой конформностью рисунка, на котором кровля и почва пласта отмечаются синхронными разрастаниями параметра и отсутствием таковых в промежутке между ними. При этом характерно полное смыкание всех окон анализа на нулевой линии (рис. 4, I, скв. 179-46).

Кривые СГР по параметру  $D$  в скважинах, где из пласта О-I при испытаниях получены притоки нефти (или газа) отличаются появлением синхронных разрастаний параметра между кровлей и почвой, положение которых коррелируется с положением повышенных значений АК и пониженных значений нейтронного гамма-каротажа — НГК — (см. рис. 4, I, скв. 179-51). Как показывает анализ, разрастания связаны со вторичной пористостью пласта (кавернозностью и трещиноватостью), приобретенной предположительно под действием флюидодинамических процессов. Формально, чем больше разрастаний и больше их амплитуда, тем лучше фильтрационно-ёмкостные свойства пласта. Это позволяет намечать (с учетом данных гамма-каротажа) дополнительные интервалы испытаний пласта, а по средней величине отклонения кривой СГР в пятом окне анализа от нулевого уровня прогнозировать продуктивность пласта в скважине (см. рис. 4, I, скважины: 179-45, 179-79 и 179-51).

Выделение по данным СГР коллекторов в карбонатных породах венда и нижнего кембрия является промежуточным этапом в рамках более важной задачи — выработки тектонических критериев поиска в них залежей и месторождений углеводородного сырья. Эта задача актуальная, так как в карбонатных породах открыто мало месторождений. Ловушки углеводородов в большинстве случаев литологические, а коллекторы трещинно-каверновые. Тектоническая природа таких залежей невыяснена, а поиски их стандартными методами малоэффективны.

Важную роль для выработки критериев поиска залежей углеводородов имеет выбор флюидодина-

мической парадигмы образования месторождений. Природа открытых залежей на территории Непско-Ботуобинской антеклизы, залегающих вблизи кристаллического фундамента в осадочном чехле малой мощности, характеризующемся низким содержанием органического углерода и отсутствием условий для дальней миграции углеводородов, не может быть объяснена с позиций осадочно-миграционной теории

нефтегазообразования. Теория конвергенции образования залежей углеводородов более приемлема для объяснения природы месторождений рассматриваемой антеклизы [6].

Глубинные активные разломы по этой теории — важная и неотъемлемая часть нефтегазоносных бассейнов. Устанавливаемое современными методами геодинамики в зонах активных разломов интенсифи-

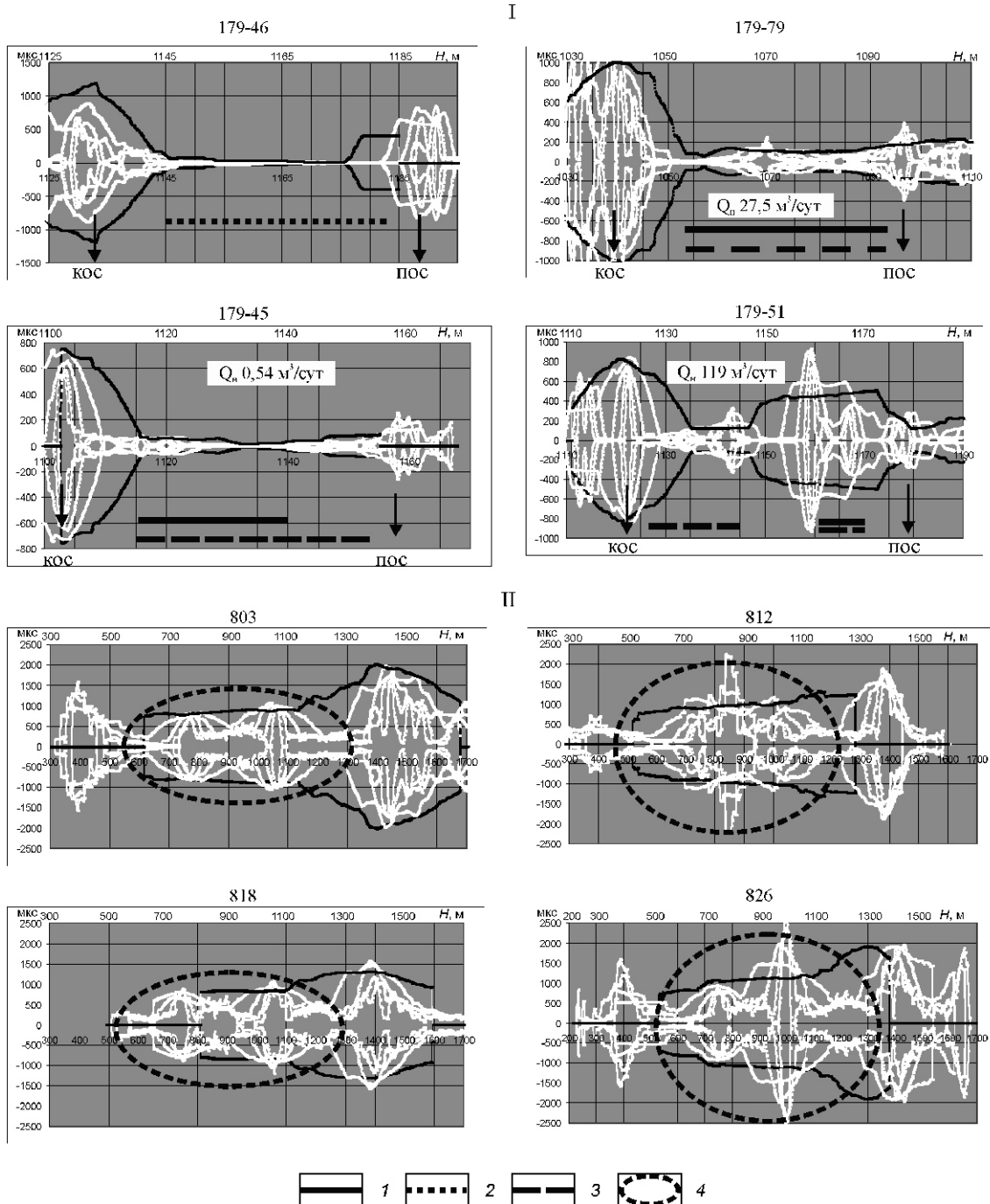


Рис. 4. Сопоставление спектрально-глубинных разверток по параметру  $D$ :

I — в интервале залегания осинского горизонта пласта ос-1 в скважинах: 179-46 — безприточных, 179-45 — слабоприточных, 179-79 — малодобитных, 179-51 — продуктивных; II — по всему стволу для непродуктивных (803, 818) и продуктивных (812, 826) скважин по осинскому горизонту; интервалы испытаний: 1 — продуктивные, 2 — непродуктивные, 3 — рекомендуемые, 4 — интервал залегания карбонатно-галогенного комплекса; кровля (кос) и подошва (пос) осинского горизонта

ное протекание деформационных и флюидодинамических процессов, приводящих к изменению физических свойств среды и массопереносу, позволяет предположительно увязывать процессы формирования и расформирования многопластовых залежей углеводородов на территории Непско-Ботуобинской антеклизы с периодическими процессами активизации разломных систем различной пространственной генерации.

Основанием для этого являются установленные по данным скважин на некоторых месторождениях указанной антеклизы дискордантные соотношения локальных структурных планов залежей в терригенных отложениях венда и карбонатных породах нижнего кембрия [3]. Особенность этого соотношения состоит в том, что для многопластовых залежей в синхронных отложениях одного венд-палеозойского осадочного бассейна структурные ловушки в карбонатных породах нижнего кембрия имеют север-северо-западное простирание, а в терригенных породах венда — субмеридиональное или север-северо-восточное. Выдвинута гипотеза, что активизация разломных систем север-северо-западного направления приводит к образованию активных динамических зон, в которых под воздействием изменяющихся напряжений и деформаций создаются условия для вертикальной миграции флюидных потоков и формирования под их влиянием участков с улучшенными коллекторскими свойствами в карбонатных породах нижнего кембрия. Следствием этой гипотезы является предположение о линейно-зональном размещении залежей углеводородов под влиянием тектонически-активных зон в сочетании с другими благоприятными структурно-литологическими факторами [3, 4].

Поэтому выявление разломной тектоники, активизированной в антропогене и следов ее проявления в прошлые эпохи для поисков месторождений в карбонатных коллекторах венда—нижнего кембрия, приобретает особое значение.

Если увязывать трещиноватость и сопутствующую ей вторичную пористость карбонатного пласта с флюидодинамической активностью процессов в зонах активных разломов, имеющих «глубинные корни», то логично предположить, что эта активность должна сказываться на СГР в скважинах по параметру  $D$  не только на уровне осинского горизонта, но и в большом интервале отложений всего карбонатно-галогенного комплекса, как наиболее подверженного процессам трещино- и кавернообразования.

Это предположение подтверждается сопоставлением СГР, построенных по параметру  $D$  по всей глубине скважин, для продуктивных и непродуктивных пластов по осинскому горизонту на Талаканской площади (см. рис. 4. II).

На СГР по параметру  $D$  видно, что в скважинах (803, 818) непродуктивных по осинскому горизонту,

где не предполагается влияние флюидодинамических процессов, сохраняется высокое подобие рисунка карбонатно-галогенной толщи разреза скважин. В продуктивных скважинах (812, 826), где это влияние предполагается, подобие нарушается прежде всего по отношению к непродуктивным скважинам, а также между собой. Внутренние отличия рисунков СГР продуктивных скважин могут свидетельствовать об индивидуальности проявления таких процессов в месте заложения каждой скважины и подчеркивать тем самым реальность их существования. Общая особенность СГР на продуктивных пластах — более высокий уровень разрастаний, выходящий за пределы уровня пятого окна записи.

На основании полученных результатов можно предполагать, что доработка методики СГР в части расширения используемых методов ГИС и динамических параметров разверток, а также ее более широкое опробование на других месторождениях, позволит выработать один из критериев выявления по данным ГИС активизированных разломных зон. Такие зоны контролируют в большинстве случаев на территории Непско-Ботуобинской антеклизы пространственное распределение пород-коллекторов в карбонатных отложениях венда и нижнего кембрия и их нефтегазонасыщенность.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анурпиенко А.А., Бакин В.Е., Барсукова В.В.* и др. Геология и геохимия нефтей северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы. — Якутск, 1989.
2. *Берзин А.Г., Берзин С.А., Рудых И.В., Усенко А.Ю.* Циклическое строение венд—нижнекембрийских отложений Чаяндинского и Талаканского месторождений по данным каротажа скважин // Уч. зап. ЯГУ. Серия Геология, география, биология. — Якутск, 2005. С. 63—75.
3. *Берзин А.Г., Рудых И.В., Берзин С.А.* Особенности формирования многопластовых залежей углеводородов месторождений Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология нефти и газа. 2006. № 5. С. 14—21.
4. *Берзин А.Г., Берзин С.А., Архипова Т.А.* Некоторые особенности природы и строения залежей ботуобинского и хамакинского горизонтов Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения в преддверии его разработки // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 3. С. 30—38.
5. *Гусев Г.С., Петров А.Ф., Протопопов Ю.Х.* и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Наука, 1985.
6. *Иванников В.И., Кузнецов Ю.И.* Нефть: история, происхождение, закономерности размещения // НТВ «Каротажник». Вып. 9 (198). — Тверь, 2011. С. 114—146.
7. *Математические методы анализа цикличности в геологии.* — М.: Наука, 1984.
8. *Романовский С.И.* Физическая седиментология. — Л.: Недра, 1988.
9. *Сафронов А.Ф., Бубнов А.В., Герасимов И.А., Мироненко В.Ю.* Продуктивные горизонты Чаяндинского месторождения. Строение, генезис // Геология и геофизика. — Новосибирск, 2000.

Это может показаться парадоксальным, но вся наука  
подчинена идее аппроксимации.

*Бертран Рассел, английский философ и математик  
Из доклада академика Российской Академии наук  
В.Н.Страхова, 2005*

## **Аппроксимационная математическая модель импульсного электромагнитного поля нефтегазового коллектора при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем**

Ю.А.НИМ (ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова»; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Приведено решение одной из прямых задач теоретического обеспечения технологии геофизических исследований горизонтальных скважин в области электромагнитного каротажа нефтегазовых месторождений импульсным зондированием. При этом рассмотрена аппроксимационная модель горизонтально-слоистого коллектора, возбуждаемого технологически соответствующим источником — импульсным горизонтальным магнитным диполем. Модель приведена к численно реализуемому виду в форме однократного интеграла.

*Ключевые слова:* импульс, технология, электромагнитное поле, каротаж, горизонтальная скважина.

Ним Юрий Александрович, gmpirmpi@mail.ru

## **Approximation mathematic model of impulse electromagnetic field of oil and gas collector under its excitation by horizontal magnetic dipole**

U.A.NIM

One of the direct tasks of theoretical support of geophysical research technology of horizontal of horizontal well in the sphere of electromagnetic logging of oil and gas deposit by impulse sounding is considered in the article. It is thus considered approximation model of the horizontal-layered collector, excited by technologically corresponding source — an impulse horizontal magnetic dipole. The model is resulted in the numerically realized form of unitary integral.

*Key words:* an impulse, technology, an electromagnetic field, logging, a horizontal well.

С целью интенсификации добычи углеводородного сырья при разработке нефтегазовых месторождений в настоящее время, как известно, значительно увеличивается число строящихся горизонтальных скважин. Однако из-за почти полного отсутствия адекватного теоретического обеспечения технологий геофизических исследований горизонтальных скважин (ГИГС), их информационное сопровождение осуществляется в основном технологиями, разработанными для вертикальных скважин [1, 4, 5, 9, 10, 15, 16]. При этом ошибки в определении коллекторских свойств горных пород по оценкам специалистов достигают существенных значений [16]. Кроме того, возникают новые задачи, связанные главным образом с совокупностью особенностей субгоризонтальной структуры коллектора, его латеральной неоднородностью, разной скоростью потока фазовых компонент флюида, гравитационным смещением зоны проникновения, технологией проходки горизонтальных стволов и их сопровождения (задачи геонавигации), эксплуатации месторождений и др. [4, 5, 9, 10, 11, 15, 16, 21]. На остроту этой проблемы в последнее десятилетие обращают внимание как российские, так и американские геофизики [14, 15, 16]. Особенность проблемы состоит в том, что разработанные почти за вековую историю развития промысловой геофизики базовые модели теоретического обеспечения каротажа вертикальных и обычных наклонно направленных скважин в большинстве случаев невозможно перенести на плоскопараллельную геометрию системы: горизонтальная скважина—горизонтально-слоистый нефтегазовый коллектор [4, 15, 16]. Таким образом, явно обозначилась проблема разработки технологий ГИГС, в частности в области электромагнитного каротажа — предмета нашего обсуждения. Прежде всего это относится к разработке теоретических моделей прямых задач — фундамента технологий. Одна из таких задач рассмотрена М.И.Эповым с соавторами [22], в которой оценивается возможность геонавигации при бурении горизонтального ствола флюида — насыщенного участка скважины высокочастотным электромагнитным зондированием наносекундными импульсами. Во фрагментарном виде некоторые задачи ГИГС рассмотрены в работах [11, 12]. Работ других авторов на тему теоретического обеспечения собственно ГИГС не известно.



Рассмотрим одну из прямых задач ГИГС в модификации импульсного возбуждения флюидонасыщенного коллектора горизонтальным магнитным диполем с учетом электропроводности стенок (глинистых). При таком возбуждении информация о геологической среде содержится во всем спектре технического диапазона частот, и ее доля определяется волновым числом объекта исследования.

Геофизическую модель коллектора в общем случае представим в виде флюидонасыщенного слоя, ограниченного плоскопараллельными электропроводными стенками [1, 21]. Флюид — водоплавающая нефть с газовой шапкой характеризуется комплексной электропроводностью, т.е. электропроводностью и диэлектрической проницаемостью. В качестве возбудителя магнитный диполь с моментом  $M = M e^{i t}$ , ориентированный по оси  $x$  и помещенный в начало цилиндрической системы координат  $(r, \theta, z)$ , совмещенной с прямоугольной  $(x, y, z)$ . Здесь  $\omega$  — круговая частота,  $t$  — время,  $i = \sqrt{-1}$ . Электромагнитное поле во временной области находим спектральным методом [3, 8, 19]. Точное аналитическое решение электродинамической задачи в данной постановке связано с существенными, зачастую непреодолимыми математическими трудностями. Поэтому, не теряя наиболее существенные свойства процесса, явления, объекта, рассмотрим поставленную задачу в упрощенной геометрии слоистой структуры. Аппроксимируем геологические пласты с конечными значениями мощности  $l_n$  и электрофизическими свойствами  $\sigma_n, \epsilon_n$ , соответствующими плоскостями  $S_n \lim_{n \rightarrow \infty} l_n$  при  $\sigma_n \rightarrow \infty, \epsilon_n \rightarrow 0$  и  $D_0 \lim_{\ell \rightarrow \infty} \ell$  при  $\sigma_0 \rightarrow \infty, \epsilon_0 \rightarrow 0$ , где  $S_n$  — продольная электропроводность слоя  $(n = 0; 1; 2), D_0$  — продольная диэлектрическая проницаемость комплексного пласта  $K$ . Корректность такой аппроксимации при решении прикладных задач электродинамики, в т.ч. и электроразведки, наряду со строгими моделями, стали классическими [8, 12, 13, 18, 19, 20].

Координаты плоскостей, моделирующие электропроводные пласты  $S_1, S_2$ , ограничивающие флюидонасыщенный пласт с комплексной электропроводностью

$$K, S_0, D_0,$$

соответственно будут:

$$z = h, z = H_1, z = H_2,$$

где  $h, H_1, H_2$  — расстояния от начала координат до соответствующих плоскостей.

При этом межпластовые расстояния равны:

$$d_1 = h - H_1, d_2 = h - H_2 - d_1.$$

В соответствии с магнитным характером источника поля вводим вектор — потенциал  $A$  соотношением:

$$E = \text{rot} A, \tag{1}$$

где  $E$  — напряженность электрического поля.

Согласно симметрии системы, электродинамический вектор — потенциал имеет две компоненты: горизонтальную  $A_x$  и вертикальную  $A_z$ , которые определяются решением уравнения Гельмгольца [3, 8]:

$$\Delta^2 A_{z,x} = k^2 A_{z,x}, \tag{2}$$

где  $k^2 = i \omega (\sigma + i \epsilon)$  — квадрат волнового числа,  $\epsilon$  — магнитная проницаемость. Преобразуя волновое число с учетом продольных параметров  $S_0$  и  $D_0$ , представим (2) в виде:

$$\Delta^2 A_{z,x} = i \omega A_{z,x} (S_0 + i D_0), \tag{3}$$

в котором учтена комплексная электропроводность флюида. Вне плоскостей  $S_n$  и  $K$  электромагнитное поле удовлетворяет уравнению Лапласа  $\Delta^2 A_{z,x} = 0$ . Учитывая граничные условия на плоскостях  $S_n$  и  $K$  [9, 11, 14, 20] или уравнение (3), являющееся пограничным [10, 12], выпишем граничные условия для каждой границы системы и условия регулярности:

- 1)  $\frac{A_{nx}}{z} - \frac{A_{(n-1)x}}{z} = 0$ ;
- 2)  $A_{zn} = A_{z(n-1)}$ ;
- 3)  $\frac{A_{nx}}{x} - \frac{A_{x(n-1)}}{x} = \frac{A_{zn}}{z} - \frac{A_{z(n-1)}}{z} = i \omega S_n + i \omega D_0 A_{nz}, A_{z(n-1)}$ .
- 4) При  $r = 0$ , вблизи диполя  $A_x = \frac{i M_x}{4 r} - \frac{M_x}{r}$ ; при  $r \rightarrow \infty, A_x = 0$ .

В соответствии с ориентацией магнитного диполя и уравнений электродинамики компоненты напряженностей электрического и магнитного полей запишутся в виде:

$$\begin{aligned}
1) E_r & \frac{1}{r} \frac{A_z}{z}; \\
2) E & -\frac{A_z}{r}; \\
3) E_z & 0; \\
4) \dot{B}_z & \frac{B_z}{t} - \frac{2A_z}{z^2}; \\
5) \dot{B}_r & \frac{B_r}{t} - \frac{2A_z}{r z^2}; \\
6) \dot{B} & \frac{B}{t} - \frac{1}{r} \frac{2A_z}{z}.
\end{aligned} \tag{5}$$

Выпишем известные функции вектор потенциалов как решения уравнений Лапласа методом разделения переменных в каждой из сред, разделенных границами  $S_1, K, S_2$ , а также их производные для удовлетворения граничным условиям (4):

$$\begin{aligned}
1) A_{1x} & \int_0^{\bar{M}} B_0 e^{mz} J_0(mr) dm; \\
2) A_{2x} & \int_0^{\bar{M}_x} (e^{m|z|} B_1 e^{mz} - B_2 e^{-mz}) J_0(mr) dm; \\
3) A_{3x} & \int_0^{\bar{M}_x} (B_3 e^{mz} - B_4 e^{-mz}) J_0(mr) dm; \\
4) A_{4x} & \int_0^{\bar{M}_x} B_5 e^{mz} J_0(mr) dm; \\
5) A_{1z} & \int_0^{\bar{M}_x} \frac{C_0}{x_0} e^{mz} J_0(mr) dm; \\
6) A_{2z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{C_1 e^{mz} - C_2 e^{-mz}}{x_0} J_0(mr) dm; \\
7) A_{3z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{C_3 e^{mz} - C_4 e^{-mz}}{x_0} J_0(mr) dm; \\
8) A_{4z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{C_5 e^{mz}}{x_0} J_0(mr) dm; \\
9) \frac{A_{1x}}{x} & \int_0^{\bar{M}} \frac{B_0 e^{mz}}{x_0} J_0(mr) dm; \\
10) \frac{A_{2x}}{x} & \int_0^{\bar{M}} \frac{(e^{m|z|} B_1 e^{mz} - B_2 e^{-mz})}{x_0} J_0(mr) dm; \\
11) \frac{A_{3x}}{x} & \int_0^{\bar{M}_x} \frac{(B_3 e^{mz} - B_4 e^{-mz})}{x_0} J_0(mr) dm; \\
12) \frac{A_{4x}}{x} & \int_0^{\bar{M}_x} \frac{B_5 e^{mz}}{x_0} J_0(mr) dm; \\
13) \frac{A_{1z}}{z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{m C_0 e^{mz}}{x_0} J_0(mr) dm; \\
14) \frac{A_{2z}}{z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{(m C_1 e^{mz} - m C_2 e^{-mz})}{x_0} J_0(mr) dm; \\
15) \frac{A_{3z}}{z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{(m C_3 e^{mz} - m C_4 e^{-mz})}{x_0} J_0(mr) dm; \\
16) \frac{A_{4z}}{z} & \int_0^{\bar{M}} \frac{m C_5 e^{mz}}{x_0} J_0(mr) dm;
\end{aligned} \tag{6}$$

$$17) \frac{A_{1x}}{z} \bar{M} \int_0^{\infty} m B_0 e^{-mz} J_0(mr) dm;$$

$$18) \frac{A_{2x}}{z} \bar{M} \int_0^{\infty} (m e^{m|z|} m B_1 e^{mz} B_2 e^{-mz}) J_0(mr) dm;$$

$$19) \frac{A_{3x}}{z} \bar{M} \int_0^{\infty} (m B_5 e^{mz} B_4 e^{-mz}) J_0(mr) dm;$$

$$20) \frac{A_{4x}}{z} \bar{M} \int_0^{\infty} m B_5 e^{mz} J_0(mr) dm,$$

где  $J_0(mr)$  — функция Бесселя нулевого порядка,  $m$  — переменная разделения.

Знаки в функциях источника: при  $z > 0$  имеем,  $e^{mz}$ , а при  $z < 0$   $e^{-mz}$ .

Для определения коэффициентов  $B$  и  $C$  выполним граничные условия на каждой границе с учетом краевых условий. Принимая во внимание ортогональность функций Бесселя или действительность несобственных интегралов при всех значениях  $r$ , запишем системы алгебраических уравнений, состоящих из соответствующих подинтегральных функций [8, 13, 14].

На границе  $z = h$ , выполняются условия:

$$\begin{aligned} 1) m B_0 e^{-mh} - m e^{-mh} - m B_1 e^{mh} - m B_2 e^{-mh} &= 0; \\ 2) C_0 e^{-mh} - C_1 e^{mh} - C_2 e^{-mh} &= 0; \\ 3) B_0 e^{-mh} - e^{-mh} - B_1 e^{mh} - B_2 e^{-mh} - m C_0 e^{-mh} - m C_1 e^{mh} - m_2 e^{-mh} - i S_1 C_0 e^{-mh} &= 0. \end{aligned} \quad (7a)$$

На границе  $z = H_1$  имеем:

$$\begin{aligned} 1) m e^{-mH_1} - m B_1 e^{mH_1} - m B_2 e^{-mH_1} - m B_3 e^{mH_1} - m B_4 e^{-mH_1} &= 0; \\ 2) C_1 e^{-mH_1} - C_2 e^{mH_1} - C_3 e^{-mH_1} - C_4 e^{mH_1} &= 0; \\ 3) e^{-mH_1} - B_1 e^{mH_1} - B_2 e^{-mH_1} - B_3 e^{mH_1} - B_4 e^{-mH_1} - m C_1 e^{-mH_1} - m C_2 e^{mH_1} - m C_3 e^{-mH_1} - m C_4 e^{mH_1} - i (S_0 - i D_0)(C_1 e^{-mH_1} - C_2 e^{mH_1}) &= 0. \end{aligned} \quad (7b) \quad (12)$$

На границе  $z = H_2$  имеем:

$$\begin{aligned} 1) m B_3 e^{-mH_2} - m B_4 e^{mH_2} - m B_5 e^{-mH_2} &= 0; \\ 2) C_3 e^{-mH_2} - C_4 e^{mH_2} - C_5 e^{-mH_2} &= 0; \\ 3) B_3 e^{-mH_2} - B_4 e^{mH_2} - B_5 e^{-mH_2} - m C_3 e^{-mH_2} - m C_4 e^{mH_2} - C_5 e^{-mH_2} - i S_2 C_5 e^{-mH_2} &= 0. \end{aligned} \quad (7b)$$

Решая данные системы уравнений, получим:

$$\begin{aligned} B_0 = B_3 = B_4 = B_5 = 0, \\ B_1 = \bar{g}_h^{-1}; B_2 = \bar{g}_h e^{2mH_1}; \bar{g}_h = \frac{g_h}{q_1}; q_h = 1 - e^{-2mh}; q_1 = 1 - e^{-2md_1}. \end{aligned}$$

Все коэффициенты  $B$  не зависят от частоты, поэтому во временной области горизонтальные компоненты вектор-потенциала  $A_x$  равны нулю [3, 14]. Таким образом, неустановившееся поле во всей системе зависит только от коэффициентов  $C$ . Определим коэффициенты  $C_1$  и  $C_2$ , описывающие поле внутри коллектора, а через них и все другие коэффициенты  $C$ .

$$C_1 = \frac{V}{XW}, \quad (8)$$

где

$$\begin{aligned} V = 8m^3 G e^{2md} p [4m^2 S G e^{2md} - 4m S_1 \bar{q}_1 e^{2md_2}] \\ p^2 G e^{2md} [4m^2 D_0 - 2m^2 S_2 S_0 q_2 - 2m^2 S_1 (S_0 - S_2)] - 2 S_1 S_2 q_2 2 \bar{q}_h \\ p^3 [2m^2 D_0 (S_1 - S_2 q_2) - 3 S_1 S_2 S_0 q_2] G - p^4 [3 S_1 S_2 D_0 q_2 G; G - 2(\bar{q}_h - 1)]; p = i; \\ S = S_1 - S_2 - S_0; q_2 = 1 - e^{-2md_2}; \end{aligned}$$

$$C_2 = C_1 \frac{1}{j_1} e^{2mh} - G \frac{1}{j_1} e^{2mh} - \frac{1}{j_1} e^{2mh} (C_1 - G),$$

где  $j_1 = 2m - j_1, j_1 = i - S_1$ .

Здесь второе слагаемое в скобках не зависит от частоты поля, поэтому в формировании вторичного поля во временной области не участвует и, следовательно имеем:

$$C_2(t) = C_1 \frac{1}{j_1} e^{2mh}. \quad (9)$$

Полное поле в области коллектора (в промежутке) представляется в виде:

$$A_{2z} = \bar{M} \int_{x_0}^{\infty} (C_1 e^{mz} + C_2 e^{-mz}) J_0(mr) dm = \bar{M} \int_{x_0}^{\infty} C_1 e^{mz} + C_1 \frac{1}{j_1} e^{m(2h-z)} J_0(mr) dm. \quad (10)$$

Другие коэффициенты, определяющие поле во временной области, можно выразить в виде:

$$C_0 = C_1 \frac{2m}{j_1} e^{2mh}; \quad C_3 = C_1 \frac{-k}{2m} = C_2 \frac{j_k}{2m} e^{2mH_1}; \quad (11)$$

$$C_4 = C_2 \frac{k}{2m} = C_1 \frac{j_k}{2m} e^{-2mH_1}; \quad C_5 = C_4 \frac{2m}{j_2} e^{2mH_2};$$

где  $\bar{k} = 2m \cdot i \cdot (S_0 \cdot i \cdot D_0)$ ;  $j_k = i \cdot (S_0 \cdot i \cdot D_0)$ ;  $k = 2m \cdot j_k$ ;  $j_2 = i \cdot S_2$ ;  $S_0$  и  $D_0$  — продольные электропроводность и диэлектрическая проницаемость комплексного пласта, электрофизические параметры модели флюида.

Знаменатель коэффициентов  $C$  выражается в виде:

$$XW = p^4 \cdot p^3 \frac{2m g_1}{S_2} \frac{S_0}{D_0} \cdot p^2 \frac{2m S_0 q_1}{S_2 D_0} \frac{S_0 q_1 e^{2md_2}}{S_1 D_0} \frac{4m^2 e^{2md_1}}{^2 S_1 S_2}$$

$$p \frac{2m e^{2md_2}}{^2 S_1 D_0} \frac{4m^2 (S_0 \cdot S_1)}{^2 S_1 S_2 D_0} e^{-2md_2} = \frac{8m^3}{^3 S_1 S_2 D_0} e^{2md_1}.$$

Решим это уравнение, найдя его корни с последующим представлением функции  $XW$  к табличному виду обратного интегрального преобразования Лапласа—Карлсона [6].

Каноническая форма этого уравнения имеет вид [2]:

$$ax^4 + bx^3 + cx^2 + dx = 0, \quad (13)$$

где коэффициенты  $a, b, c, d$ , соответствуют коэффициентам уравнения (12).

Посредством замены  $x = y + \frac{b}{4}$  уравнение (13) переводим в неполное уравнение:

$$y^4 + py^2 + qy + r = 0, \quad (14)$$

где  $p, q, r$  — рациональные функции коэффициентов  $a, b, c, d$ , которые определяются из соотношений, получаемых обратной заменой, т.е.  $y = x - \frac{b}{4}$ . Вид решения этого уравнения зависит от вида решения его кубической резольвенты:

$$z^3 + 2pz^2 + (p^2 + 4)z + g^2 = 0. \quad (15)$$

Корни  $y_{1-4}$  приведенного уравнения (14) равны:

$$y_{1-4} = \sqrt{z_1} + \sqrt{z_2} + \sqrt{z_3},$$

в которых сочетания знаков выбираются так, чтобы удовлетворялось условие:

$$\sqrt{z_1} + \sqrt{z_2} + \sqrt{z_3} = g.$$

Причем  $\sqrt{z_1} + \sqrt{z_2} + \sqrt{z_3}$  — корни кубической резольвенты (15). Для их определения необходимо решить кубическое уравнение канонического вида:

$$x^3 + kx^2 + sx + t = 0, \quad (16)$$

где коэффициенты связаны с коэффициентами резольвенты как:

$$r = 2p; \quad s = p^2 + 4; \quad t = g^2.$$

Заменой переменной  $x = y + \frac{k}{3}$ , уравнение (16) представляется в виде приведенного (неполного) уравнения

$$y^3 + p^* y + g^* = 0, \quad (17)$$



где  $p^* = \frac{3s k^2}{3}$ ,  $g^* = \frac{2k^3}{27} \frac{ks}{3} t$ , связывающие коэффициенты уравнений (16), (17).

Число действительных решений кубического уравнения зависит от знака дискриминанта  $D$  и функции  $p$  [2]:

$$D = \frac{p^*}{3} - \frac{g^*}{2}$$

Для примера, положим  $D = 0$  и  $p = 0$ , что соответствует электрофизическим параметрам основной массы горных пород. Тогда корни приведенного уравнения имеют вид:

$$y_1 = 2Rsh\frac{1}{3}, y_2 = Rsh\frac{1}{3} - i\sqrt{3}Rch\frac{1}{3}, y_3 = Rsh\frac{1}{3} + i\sqrt{3}Rch\frac{1}{3}, R = (\sin gg^*)\sqrt{\frac{|p^*|}{3}}, sh = ch \frac{g^*}{R^3}.$$

Теперь определим коэффициенты всех уравнений и корни  $z_{1-3}$ . Для этого произведем обратную замену  $y = x - \frac{b}{4}$  в уравнении (14). В итоге получим аналог исходного уравнения (12), т.е.

$$XW = x^4 - x^3 \frac{b}{4} - x^2 \frac{b^2}{4} - \frac{b^2}{2} - \frac{b^2}{4} - p - x \frac{b}{2} - \frac{b^2}{4} - \frac{b^2}{2} - \frac{b^2}{4} - 2p \frac{b}{4} - g \frac{b^4}{4} - p \frac{b^2}{4} - g \frac{b}{4} - r.$$

Сопоставляя это уравнение с исходным, находим:

$$b = b; \tilde{n} = 2 \frac{b^2}{4} - \frac{b^2}{2} - p; d = \frac{b}{2} - \frac{b^2}{4} - \frac{b^2}{2} - \frac{b^2}{4} - p \frac{b}{2} - g;$$

$$y = \frac{b^4}{4} - p \frac{b^2}{4} - g \frac{b}{4} - r; c = \frac{2mS_0q_1}{S_2D_0} e^{2md_2} - \frac{4m^2 e^{2md_1}}{S_1S_2};$$

$$d = \frac{2me^{2md_2}}{S_1D_0} - \frac{4m^2(S_0 - S_1)}{S_1S_2D_0} e^{2md_2}; \frac{8m^3 e^{2md_1}}{S_1S_2D_0}.$$

Отсюда имеем:

$$b = \frac{2mq_1}{S_2} \frac{S_0}{D_0}; p = c - \frac{3}{8}b^2 - \frac{2mS_0q_1}{S_2D_0} \frac{S_0}{D_0} \frac{q_1}{S_1} e^{2md_2} - \frac{4m^2 e^{2md_1}}{S_1S_2} - \frac{3}{8} \frac{2mq_1}{S_2} \frac{S_0}{D_0}^2;$$

$$g = d - \frac{b^3}{2b} - p \frac{b}{2}; r = \frac{8m^3 e^{2md_1}}{S_1S_2D_0} - p \frac{b^2}{2} - g \frac{b}{2}.$$

Эти коэффициенты связываем с коэффициентами кубической резольвенты и приведенного кубического уравнения обратной заменой  $x = y + \frac{k}{3}$ , т.е. корни кубической резольвенты и приведенного кубического уравнения определяются как:

$$z_{1-3} = x_{1-3} - y_{1-3} + \frac{k}{3}.$$

Суммируя вышеизложенное, корни уравнения четвертой степени определяются выражениями

$$x_{1-4} = y_{1-4} + \frac{b}{4} \text{ или}$$

$$x_1 = \frac{2Rsh\frac{1}{3} - \frac{k}{3}^{1/2} - Rsh\frac{1}{3} - i\sqrt{3}Rch\frac{1}{3} - \frac{k}{3}^{1/2} - Rsh\frac{1}{3} + i\sqrt{3}Rch\frac{1}{3} - \frac{k}{3}^{1/2}}{2} - \frac{b}{4};$$

$$x_2 = \frac{2Rsh\frac{1}{3} - \frac{k}{3}^{1/2} - Rsh\frac{1}{3} + i\sqrt{3}Rch\frac{1}{3} - \frac{k}{3}^{1/2} - Rsh\frac{1}{3} - i\sqrt{3}Rch\frac{1}{3} - \frac{k}{3}^{1/2}}{2} - \frac{b}{4};$$

$$x_3 = \frac{2Rsh \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2} \quad Rsh \frac{k}{3} \quad i\sqrt{3}Rch \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2} \quad Rsh \frac{k}{3} \quad i\sqrt{3}Rch \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2}}{2} \frac{b}{4};$$

$$x_4 = \frac{2Rsh \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2} \quad Rsh \frac{k}{3} \quad i\sqrt{3}Rch \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2} \quad Rsh \frac{k}{3} \quad i\sqrt{3}Rch \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2}}{2} \frac{b}{4};$$

где  $z_1 = 2Rsh \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2}$ ,  $z_2 = Rch \frac{k}{3} \quad i\sqrt{3}Rch \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2}$ ,  $z_3 = Rsh \frac{k}{3} \quad i\sqrt{3}Rch \frac{k}{3} \frac{1}{3}^{1/2}$  корни канонического кубического уравнения (16).

Теперь, представляя уравнение (12) в виде множителей, получим знаменатель коэффициента  $C$  в искомом, табличном виде обратного интегрального преобразования Лапласа—Карлсона:

$$XW = (p-d)(p-c)[(p-a)^2 \bar{b}^{*2}],$$

где  $d = \frac{\sqrt{z_1} + \sqrt{z_2} + \sqrt{z_3}}{2} \frac{b}{4}$ ,  $c = \frac{\sqrt{z_1} + \sqrt{z_2} + \sqrt{z_3}}{2} \frac{b}{4}$ ,  $a = \frac{\sqrt{z_1}}{2} \frac{b}{4}$ ,  $\bar{b}^* = i \frac{\sqrt{z_2} + \sqrt{z_3}}{2}$ .

Возвращаясь к уравнению (10), для определений импульсного поля в межпластовой среде (среде источника) преобразуем числитель коэффициента  $C$  к виду табличного интеграла обратного преобразования Лапласа—Карлсона. Учитывая соотношения (9—11), для установления полей в любой точке среды достаточно определить коэффициент

$$C_1 = \frac{\bar{V}}{XW}.$$

Опуская промежуточные выкладки, числитель коэффициента  $C_1$  представим в виде:

$$V = \frac{\bar{V}}{X} p^4 \left[ {}^3S_1 S_2 D_0 (2_2(\bar{q}_h - 1) - p^3 [2m^2 D_0 (S_1 - S_2 q_2) - {}^3S_1 S_2 S_0 q_2] 2(\bar{q}_h - 1) \right. \\ \left. p^2 2(\bar{q}_h - 1) e^{2md} [4m^2 D_0 - 2m^2 S_2 S_0 q_2 - 2m^2 S_1 (S_0 - S_2)] \right. \\ \left. p [4m^2 S_1 - 4m S_0 - S_2] 2(\bar{q}_h - 1) e^{2md} - 4m S_1 \bar{q}_h e^{2md_2} \right] 8m^3 2(\bar{q}_h - 1) e^{2md}.$$

Обозначая

$$x_1 = \frac{g^* [2m^2 D_0 (S_1 - S_2 q_2) - {}^3S_1 S_2 S_0 q_2]}{x_1}, \quad x_1 = {}^3S_1 S_2 D_0 q_2 g^* ; \\ x_1 = \frac{g^* e^{2md} [4m^2 D_0 - 2m^2 S_2 S_0 q_2 - 2m^2 S_1 (S_0 - S_2)] - 2^2 S_1 S_2 q_2 \bar{q}_h}{x_1}; \\ x_1 = \frac{g^* e^{2md} [4m^2 S_1 - 4m S_0 - S_2] - 4m S_1 \bar{q}_h e^{2md_2}}{x_1}, \quad x_1 = \frac{m^3 g^* e^{2md}}{x_1}.$$

$$g^* = 2(\bar{q}_h - 1), \quad S = S_1 - S_2 - S_0,$$

получим:  $V = p^4 \frac{p^3}{x_1} \frac{p^2}{x_1} \frac{p}{x_1} \frac{1}{x_1}$ .

Представим функцию  $V$  в виде суммы двух слагаемых:

$$V = V_1 + V_2$$

где  $V_1 = p^4 \frac{p^3}{x_1} \frac{p^2}{x_1} \frac{1}{2}$ ,  $V_2 = p^2 \frac{1}{2} \frac{p}{x_1} \frac{1}{x_1}$ ,

или  $V_1 = \frac{1}{t} p \frac{p^2}{x_1} \frac{p}{x_1} \frac{1}{2}$ ,  $V_2 = p^2 \frac{p}{x_1} / \frac{1}{2} \frac{1}{x_1} / \frac{1}{2}$ .

Учитывая частотный множитель момента  $\bar{M}$  в формуле (10), приводим функции  $V_1$  и  $V_2$  к табличным интегралам [6(ф.21.141; с. 211)]:

$$V_1^* = \frac{2}{t^2} p \frac{p^2}{x_1} \frac{p}{x_1} \frac{1}{2}, \quad V_2^* = p \frac{p^2}{x_1} \frac{2}{x_1} \frac{1}{x_1} \frac{1}{2}.$$

Представим поле в виде:

$$A_{2z} = A_{2z1} + A_{2z2},$$

где

$$A_{2z1} = \frac{M}{4} \frac{1}{x_0} C_1^* e^{mz} J_0(mr) dm,$$

$$A_{2z2} = \frac{\bar{M}}{x_0} C_2 e^{mz} J_0(mr) dm,$$

$$C_1^* = \frac{V_1 - V_2}{W}.$$

Согласно (9), сокращая  $i$ , учитывая частотный множитель  $\bar{M}$ , представим коэффициент  $C_2$  в виде:

$$C_2 = \frac{(2m - i) S_1}{i S_1} e^{2mh} (C_1 - g^*) = \frac{2m - i}{S_1} e^{2mh} (C_1 - g^*)$$

$$= \frac{2m}{S_1} e^{2mh} C_1 - i S_1 e^{2mh} C_1 - \frac{2m}{S_1} e^{2mh} g^* + i S_1 e^{2mh} g^*.$$

Последние два слагаемых не вносят вклада в неустановившееся поле, поэтому в дальнейших изысканиях не принимают участия.

Итак, имеем:

$$C_2 = \frac{2m}{S_1} e^{2mh} C_1 - i S_1 e^{2mh} C_1.$$

$$A_{2z2} = \frac{M}{4} \frac{1}{x_0} \frac{2m}{S_1} e^{2mh} C_1 e^{mz} - i S_1 e^{2mh} C_1 e^{mz} J_0(mr) dm$$

$$= \frac{M}{4} \frac{1}{x_0} \frac{2m}{S_1} e^{2mh} e^{mz} (V_1 - V_2) - i S_1 e^{2mh} e^{mz} (V_1 - V_2) J_0(mr) dm$$

$$= \frac{M}{4} \frac{1}{x_0} \frac{2m}{S_1} e^{m(z-2h)} \frac{p^2 - p}{t} \frac{1}{W} - \frac{1}{0} \frac{p^2 - 2\frac{1}{1}p - 2\frac{1}{1}\frac{1}{2}}{W}$$

$$S_1 e^{m(z-2h)} \frac{2 - p^2 - p}{t^2} \frac{1}{W} - S_1 \frac{e^{m(z-2h)} p^2 - 2\frac{1}{1}p - 2\frac{1}{1}\frac{1}{2}}{W} J_0(mr) dm.$$

Подставляя найденные функциональные соотношения в (10), получим:

$$A_{2z}(\cdot) = \frac{M}{4} \frac{1}{x_0} \frac{2 - p^2 - p}{t^2} \frac{1}{W} - \frac{1}{0} \frac{p^2 - 2\frac{1}{1}p - 2\frac{1}{1}\frac{1}{2}}{W} e^{mz}$$

$$= \frac{2}{S_1} e^{m(z-2h)} \frac{p^2 - p}{t} \frac{1}{W} - \frac{1}{0} \frac{p^2 - 2\frac{1}{1}p - 2\frac{1}{1}\frac{1}{2}}{W}$$

$$S_1 e^{m(z-2h)} \frac{2 - p^2 - p}{t^2} \frac{1}{W} - S_1 \frac{p^2 - 2\frac{1}{1}p - 2\frac{1}{1}\frac{1}{2}}{1} \frac{1}{2} J_0(mr) dm.$$

Применяя к этому выражению обратное интегральное преобразование Лапласа—Карлсона вида:

$$C_1(\cdot) = \frac{p(p^2 - p)}{(p-d)(p-c)[(p-a)^2 - b^2]}, \text{ получим}$$

$$C(t) = \frac{d^2 - d}{(c-d)[(a-d)^2 - b^2]} e^{-dt} - \frac{c^2 - c}{(d-c)[(a-c)^2 - b^2]} e^{-ct} + \frac{1}{b} \frac{(a^2 - b^2) - (a-b)^2 - b^2(2a)^2}{[(c-a)^2 - b^2][(d-a)^2 - b^2]} e^{-at} \sin(bt);$$

$$\arctg \frac{b(2a)}{a^2 - b^2} - \arctg \frac{b}{d} - \arctg \frac{b}{c} \quad [6(\Phi.21.141c.211)],$$

в итоге получим электромагнитное поле во временной области —  $A_{2z}(t)$ .

Таким образом, определено выражение для импульсного электромагнитного поля горизонтально слоистой среды комплексной электропроводности при ее внутреннем возбуждении горизонтальным магнитным диполем в форме однократного интеграла, поддающемуся численному расчету и анализу. В общем случае во временной области импульсное электромагнитное поле определяется затуханием вида:

$$\exp(-dt), \exp(-ct), \exp(-at),$$

показатели степеней которых представляют собой корни уравнения  $XW$ . Здесь заметную роль выполняют параметры комплексного пласта:  $S_0/D_0=1/\tau$ , где  $\tau$  — время релаксации системы.

Из общих соображений ясно, что в наносекундном диапазоне основной вклад будут вносить отражения сигналов от проводящих стенок коллектора и флюидов, а в микросекундном диапазоне — переходный процесс от проводящих стенок и минерализованной воды.

Поэтому при зондировании последовательно будут проявляться электропроводные и диэлектрические свойства коллектора в зависимости от местонахождения оси скважины.

Для реализации математической модели необходимы численная разработка аналитической модели, составление комплекса расчетно-оценочных и управляющих программ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов Ю.Н., Эпов М.И., Каюров К.Н. Практика ВИКИЗ в горизонтальных скважинах с солевыми биполимерными растворами // Каротажник. — Тверь. 2006. № 9. С. 3—21.
2. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике для инженеров и учащихся вузов. — М.: Наука, 1968.
3. Ваньян Л.Л. Основы электромагнитных зондирований. — М.: Недра, 1965.
4. Глебова Н.К. Состояние и первоочередные задачи треста, «Сургутнефтегеофизика» в области геофизических исследований скважин (горизонтальных, наклонно-направленных, боковых стволов). — М., ООО ЦИТП. С. 3—7.
5. Дворкин В.И., Метелкин В.И., Царегородцев А.А. и др. Исследование методом индукционного каротажа в процессе бурения // Каротажник. — Тверь. 2005. № 10—11. С. 95—105.
6. Диткин В.А., Прудников А.П. Справочник по операционному исчислению. — М.: Высшая школа, 1965.
7. Каменецкий Ф.М. Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов. — М.: Геос, 1997.
8. Кауфман А.А. Введение в теорию геофизических методов. Ч. 2. Электромагнитные поля. Перевод с англ. — М.: Недра, 2000.
9. Кнеллер Л.Е., Гайфуллин Я.С., Салиханов А.Н. Информационные обеспечения горизонтальных скважин — важнейший резерв повышения их эффективности // Каротажник. — Тверь, 2005. № 5—6. С. 208—220.
10. Макагонов П.П., Мухина Н.И., Шерияф Я. Влияние диэлектрической проницаемости на нестационарное электромагнитное поле в микросекундном диапазоне // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 8. С. 81—86.
11. Ним Ю.А. Теоретическое обеспечение новых технологий электромагнитного контроля разработки нефтегазовых месторождений // Тр. Междунар. науч.-практич. конференции «Проблемы и перспективы комплексного освоения месторождений полезных ископаемых криолитозоны». Т. 2. — Якутск, 2005. С. 163—168.
12. Ним Ю.А. Геонавигационные и оценочные возможности импульсной электроразведки при проходке горизонтальных нефтегазовых скважин // Мат-лы Всерос. науч.-практич. конференции. Университет XXI века: цели, задачи, перспективы. — Якутск, 2006. С. 78—80.
13. Ним Ю.А. Аппроксимационная модель импульсного электромагнитного поля геоэлектрического волновода при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем // Доклады IX Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 2. — М., 2009.
14. Ним Ю.А. Основы приближенной теории электроразведки методом переходных процессов // Геология и геофизика. 1989. № 3. С. 134—141.
15. Ним Ю.А. Импульсная модификация электромагнитного зондирования / Геофизические исследования в Якутии. — Якутск, 1998. С. 97—109.
16. Поляченко А.Л., Бабкин И.В. Вопросы теоретического и интерпретационного обеспечения электрических и ядерных методов ГИС в горизонтальных и наклонных скважинах // Докл. Всерос. науч.-техн. конференции «Ядерно-геофизические технологии в комплексе ГИС при исследовании наклонных и горизонтальных скважин. Современное состояние в России и СНГ, перспективы развития методов и технологий». — М.: ООО ЦИТП. С. 10—11.
17. Савич А.Д. Геофизические исследования горизонтальных скважин. Состояние и проблемы // Каротажник. — Тверь. 2010. № 2. С. 16—37.
18. Смайт В.Р. Электростатика и электродинамика / Перевод с англ. — М.: Изд-во Иностран. лит., 1954.
19. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка. — М.: Недра, 1985.
20. Уэйт Дж. Р. Геоэлектромагнетизм / Перевод с англ. — М.: Недра, 1987.
21. Шейнман С.М. Об установлении электромагнитных полей в земле // Прикладная геофизика. Вып. 3. — М.: Недра, 1947. С. 5—55.
22. Эпов М.И., Миронов В.Л., Комаров С.А., Музелевский К.В. Электромагнитное зондирование флюидонасыщенного слоистого коллектора наносекундными импульсами // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1357—1365.



## К 100-летию со дня рождения Марии Борисовны Бородаевской

Мария Борисовна Бородаевская — выдающийся ученый и блестящий организатор науки родилась 9 декабря 1911 г. в г.Тбилиси в семье преподавателей. Она прекрасно и с увлечением училась в Московском геологоразведочном институте (в настоящее время Московский государственный геологоразведочный университет, МГГРУ) и закончила его в 1934 г. хорошо подготовленным специалистом-петрографом. В 1936 г. Мария Борисовна пришла в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт золота (ЦНИГРИЗолото) в момент его становления как научной организации. В дальнейшем институт стал называться Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ). С тех пор вся ее профессиональная деятельность была связана с ростом и развитием этого института. Она стояла у истоков развития основных современных направлений его научных исследований.

Научная деятельность Марии Борисовны была направлена на разработку геолого-генетических проблем и основ прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов. Наибольший вклад в геологическую науку и практику она внесла на Урале, где ее деятельность способствовала развитию и укреплению сырьевой базы золота и меди. Много сил и творческого энтузиазма на протяжении более 20 лет М.Б.Бородаевская отдала изучению золоторудных месторождений и процессов их формирования в различных условиях. Эти работы были направлены на укрепление сырьевой базы действующих золоторудных комбинатов, на увеличение добычи золота.

Во время Великой Отечественной войны Мария Борисовна работала начальником уральских геологических партий, решая важнейшие задачи роста золотодобычи. При изучении Березовского рудного поля совместно с Николаем Ивановичем Бородаевским — верным спутником жизни Марии Борисовны — были получены выдающиеся научные и прикладные результаты. На основе изучения окolorудных березитов и лиственитов Березовского поля в 1943 г. М.Б.Бородаевская защитила кандидатскую диссертацию. В 1947 г. вышла в свет монография «Березовское рудное поле», которая до сих пор является примером всестороннего и глубокого изучения рудных полей и месторождений.

В 1949 г. М.Б.Бородаевская защитила докторскую диссертацию, посвященную роли магматизма в образовании золоторудных месторождений. Развивая идеи Ю.А.Билибина и Д.Харкера, М.Б.Бородаевская выполнила серию работ по проблеме связи золоторудных объектов с малыми интрузиями. В неполных 38 лет она становится первым доктором геолого-минералогических наук в ЦНИГРИ.



С 1959 г. имя М.Б.Бородаевской неразрывно связано с успехами в области решения проблем колчеданных месторождений, которые, по мнению В.Линдгрена, являлись в те времена наиболее загадочными из известных рудных образований. Она стала тем центром творческой мысли и действия, около которого группировались молодые исследователи, впоследствии выросшие под ее руководством в высококвалифицированных и широко известных специалистов. Талант геолога, исследователя, организатора и весь опыт предыдущей работы, трудолюбие и энтузиазм позволили М.Б.Бородаевской создать новое направление в изучении рудных месторождений — рудноформационный анализ.

Начав с изучения отдельных колчеданных месторождений, она пришла к крупным теоретическим выводам. В 1960-е годы ею были успешно разработаны новые методы изучения рудных полей и месторождений, которые обобщены в книге «Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальных съемках колчеданных месторождений Южного Урала» (1965).

Теоретические, методические и прикладные работы М.Б.Бородаевской были направлены на выявление общих закономерностей размещения и формирования колчеданных месторождений. Мария Борисовна явилась одним из основоположников школы

рудноформационного анализа месторождений цветных металлов и создателем современных теоретических и геолого-методических основ прогноза, поисков и оценки этих месторождений. Реализация ее работ на Урале и в других колчеданосных провинциях позволила оценить их перспективы и определить на многие годы направления геологоразведочных работ, способствующие открытию новых промышленных объектов.

Детальное изучение Гайского, Учалинско-Верхнеуральского, Средне-Орского, Домбаровского, Бурибай-Маканского и Подольского рудных районов способствовали открытию месторождений Восточной зоны: Гайское, Юбилейное, Подольское, Талганское, Западно-Озерное, Молодежное и др.

Создав научную школу исследователей и работая в творческом коллективе, Мария Борисовна всегда стремилась продемонстрировать итоги совместных работ в публикациях. Большинство ее работ создано в соавторстве со своими учениками и последователями.

Из этих работ наиболее известны монографии: «Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал)» (1968); «Месторождения золота» в трехтомнике «Рудные месторождения СССР» (1974; 1978); «Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций» (1977); «Колчеданные месторождения мира» (1979); «Поиски меднорудных месторождений» (1985); «Принципы и методы прогноза скрытых месторож-

дений меди, никеля и кобальта» (1987); «Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд» (1992) и др.

Мария Борисовна Бородаевская долгие годы вела большую научно-организационную работу, более 20 лет возглавляя отдел геологии рудных месторождений, а затем отдел месторождений цветных металлов ЦНИГРИ. Она много лет была куратором Мингео СССР, председателем экспертных комиссий по общесоюзным и региональным минерально-сырьевым проблемам.

Деятельность Марии Борисовны Бородаевской отмечена орденами: Трудового Красного Знамени, Дружбы народов, Октябрьской Революции, двумя орденами «Знак Почета» и медалями, а также отраслевыми наградами.

Марию Борисовну отличали разносторонний творческий и организаторский талант, высочайшая работоспособность, твердый характер и целеустремленность, которые сочетались с добротой, отзывчивостью к людям и непритязательностью к быту. В сложных условиях научная добросовестность, неукротимая энергия и стремление к познанию — образец высокого служения науке. Она прожила большую, яркую жизнь выдающегося ученого, человека, влюбленного в геологию, отдавшего ей все свои силы.

*Ученый Совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

## 70-летие Александра Александровича Кременецкого

Александр Александровичу Кременецкому — видному ученому-геологу России, директору ИМГРЭ исполнилось 70 лет.

А.А.Кременецкий родился 16 ноября 1941 г. в семье морского офицера. После окончания средней школы в г.Севастополь он поступил в 1959 г. на химико-биологический факультет Симферопольского института (в настоящее время Таврический университет), в 1961 г. перевелся на геологический факультет Воронежского государственного университета, который закончил в 1966 г. по специальности инженер-геолог-разведчик. Научная деятельность А.А.Кременецкого связана исключительно с Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), где он, после окончания аспирантуры, был зачислен в штат института сначала в должности младшего научного сотрудника, затем старшего научного сотрудника. Александр Александрович был и заведующим отделом, и заместителем директора, а с 2001 г. и по настоящее время является директором ИМГРЭ.

Область научных интересов А.А.Кременецкого — петролого-геохимическое изучение процессов породо- и рудообразования; генезис рудных месторождений и механизмы их формирования; геологическая природа геохимических и геофизических полей, технологии прогноза, поисков и оценки рудных месторождений. Александр Александрович — один из создателей и ведущих исполнителей нового научного направления — разработка моделей глубинного строения, состава и геолого-геохимической зональности земной коры (в т.ч. по данным глубокого и сверхглубокого бурения) как основы прогноза перспективных рудных провинций, узлов и зон на перекрытых и малоизученных территориях Российской Федерации.

Наиболее значимые результаты научно-практической деятельности А.А.Кременецкого — выявление и исследование новых явлений и закономерностей формирования глубинных неоднородностей и механизмов зонального распределения редких и рассеянных металлов, сопутствующих образованию промышленно важных месторождений, благородных, цветных и черных металлов в основных рудных и углеводородов в нефтегазовых районах России, а также изучение специфики условий формирования рудных месторождений-гигантов: Мурунтау (Узбекистан), Витватерсранд (Южная Африка), Пebbл (Аляска) и др.

В 2003—2004 гг. под руководством А.А.Кременецкого впервые в мировой практике разработана, сконструирована и смонтирована в кратере действующего вулкана Кудрявый (о.Итуруп, Южные Курилы) установка для получения товарных солей рения из современных вулканических газов.



В 2005—2006 гг. А.А.Кременецким и его коллегами даны рекомендации по прогнозу и поискам различных видов минерального сырья на территории Российской Федерации на основе оригинальных технологий разномасштабных геохимических поисков: на золото и серебро (север Алтая), на алмазы (Накынская площадь, Центральная Якутия), на титан и цирконий (Северный Кавказ), на редкоземельные элементы (Приморье) и др.

С 2005 г. Александр Александрович руководит работами по выявлению локализации и оценке ресурсного потенциала высоколиквидных твердых полезных ископаемых на геополитически важных, но малоизученных территориях России в рамках национальных проектов таких как «Урал Полярный—Урал промышленный» (геолого-геохимические поиски вдоль проектируемой 1000-километровой железнодорожной магистрали Полуночное—Верхнее Обское), а также «Нефтепровод Восточная Сибирь—Тихий Океан» (прогноз площадей на рудное и углеводородное сырье вдоль 200-километровой зоны строящейся трассы).

Среди последних проектов, осуществляемых под научным руководством А.А.Кременецкого и при его непосредственном участии, можно назвать разработку технологии подземного выщелачивания рения из инфильтрационных Re-Mo-U руд и ее опыт-



но-промышленную апробацию на Бельском месторождении (Тверская область).

На протяжении последних двадцати лет А.А.Кременецкий возглавлял ряд международных проектов по линии INTAS и IAGOD («Рудоносные граниты России и сопредельных стран», «Эколого-геохимические исследования рудных районов»), а так же научно-технические контракты с Испанией (поиски и оценка ресурсного потенциала европеоносных монацитов), Францией (использование природных сорбентов для очистки растворов пиролизного производства) и другими странами. В настоящее время осуществляет научно-техническое сотрудничество с учеными Австралии и Украины (изотопно-геохимические исследования цирконов при реконструкции коренных источников Ti-Zr россыпей), Республики Узбекистан (минералого-геохимические и технологические исследования редкометалльных месторождений), Индонезии (геохимические поиски глубоководных нефтегазовых месторождений), а также принимает участие в составлении прогнозно-геохимической карты приграничных территорий Российской Федерации, республики Беларусь и Украины.

В 1976 г. А.А.Кременецкий защитил кандидатскую диссертацию «Метаморфизм основных пород докембрия и некоторые вопросы генезиса амфиболитов», а в 1992 г. — докторскую «Метаморфизм и рудообразование в глубинных зонах земной коры (по данным глубоких и сверхглубоких скважин)». Он автор сотен научных публикаций, ряда монографий: «Геохимия глубинных пород», «Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых», «Геохимия лития, рубидия и цезия», «Кольская сверхглубокая», «Рудоносные граниты России и сопредельных стран», «Россыпные месторождения России и других стран СНГ», на основании которых

решен ряд важных фундаментальных проблем наук о Земле. Александр Александрович автор девяти патентов на изобретения по новым материалам, технологиям и способам поисков рудных месторождений и одной заявки на открытие. А.А.Кременецкий известен среди зарубежных геологов, он является постоянным участником Международных геологических конгрессов, конференций, симпозиумов.

А.А.Кременецкий ведет большую научно-организационную работу. Он член редколлегий журналов «Отечественная геология» и «Разведка и охрана недр», член Совета Высшей аттестационной комиссии по наукам о Земле, председатель Государственной аттестационной комиссии по защите дипломов в РГГРУ, первый вице-президент Ассоциации геологических организаций.

Александр Александрович награжден орденом Дружбы, нагрудным значком «Отличник разведки недр», памятным знаком «300 лет горно-геологической службе России», занесен на Доску Почета Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, ему присвоено звание «Почетный разведчик недр» и «Заслуженный деятель науки Российской Федерации».

Александр Александрович Кременецкий и сегодня полон новых идей, планов и энергии по реализации поставленных перед ИМГРЭ задач по изучению и воспроизводству минерально-сырьевой базы редких металлов в России и повышению эффективности разномасштабных геолого-геохимических поисков при геологоразведочных работах на высоколиквидные виды сырья.

*Ученый Совет ИМГРЭ  
Ученый Совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



## Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2011 г.

Попов Б.И., Семенов В.П., Скрябин Р.М., Фридовский В.Ю. К 55-летию высшего геологического образования в Республике Саха (Якутия). № 6. С. 3.

### К 70-ЛЕТИЮ ОБРАЗОВАНИЯ ОАО «ЯНГЕОЛОГИЯ»

Тямисов Н.Э., Мусалитин Л.А., Левин В.М. История геологических исследований на Северо-Востоке Республики Саха (Якутия). № 1. С. 3.

### ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Михайлов Б.К. Развитие экономических механизмов модернизации минерально-сырьевого сектора России на инновационной основе. № 2. С. 3.

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение, геология и металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба. № 4. С. 11.

Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России. № 3. С. 13.

Кондратьева Л.А., Зайцев А.И., Анисимова Г.С. Параметры Rb-Sr систем магматических пород Задержинского золоторудного поля (Южное Верхоянье). № 5. С. 11.

Костин А.В., Окунев А.Е., Денисов Г.В., Осипов Л.В. Особенности серебряной минерализации Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского рудных узлов (Восточная Якутия). № 5. С. 3.

Серокуров Ю.Н. Дистанционный прогноз руд в России — проблемы и перспективы. № 4. С. 3.

### ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Федорова Н.В. Оценка нефтегазоперспективности Тимано-Печорской плиты с учетом объемной модели верхней части литосферы. № 3. С. 22.

### РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Арифулов Ч.Х., Ожерельева А.В., Арсентьева И.В., Овсянников М.П., Ганжа Г.В. О перспективах черносланцевой золотоносности Восточно-Саянской провинции. № 3. С. 30.

Белов С.В., Фролов А.А. К проблеме промышленной ураноносности карбонатитовых месторождений. № 4. С. 24.

Белозеров Н.И. Характеристика золота и золотоносных отложений в россыпях Октябрьского рудного узла (Верхнее Приамурье). № 2. С. 18.

Бондаренко Н.В., Баркалов А.А., Гвоздева И.А., Селиванов П.В. Особенности строения стержневых жил золото кварцевого типа участка Туманный Адыча-Тарынской рудной зоны. № 1. С. 25.

Бондаренко Н.В., Султанаев Р.Г., Гвоздева И.А., Селиванов П.В. Особенности геологического строения и типоморфизм золота месторождения Полярник (Полярниковский рудно-россыпной узел). № 1. С. 19.

Вишняков А.К., Туманов Р.Р., Чуприна Б.С., Загородных В.А., Руденко Д.Г. Каменная и калийно-магниево-соли Калининградской области. № 4. С. 47.

Гольдфарб Ю.И. Преимущества генетической (динамической) классификации аллювиальных россыпей золота Северо-Востока России. № 2. С. 30.

Дунаев В.А. Закономерности размещения апатит-франколитового оруденения в Ковдорском рудно-карбонатитовом узле. № 3. С. 52.

Ежсков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Балашиов А.Н. Модель геохимического районирования золоторудной провинции Букантау (Кызылкумы, Узбекистан). № 2. С. 40.

Еникеев Ф.И. Формирование и расположение россыпей в области неоплейстоценовых оледенений (Восточное Забайкалье). № 2. С. 24.

Задорожный Д.Н., Рыжов О.Б., Аристов В.В., Султанаев Р.Г., Тихонова Н.В. Крупнотоннажное месторождение золота Делювиальное. № 1. С. 11.

Задорожный Д.Н., Тихонова Н.В. Структуры серебряных месторождений Верхоянья. № 1. С. 59.

Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Мазуров М.П., Кассандрова Е.В., Баженова Н.Н. Строение, вещественный состав руд и зональность Главной рудной залежи Сунгайского марганцевого месторождения (Центральный Салаир). № 4. С. 36.

Кокунин М.В. Камнесамоцветная специализация северо-востока Якутии. № 1. С. 83.

Кокунин М.В. Редкие минералы забытого месторождения. № 1. С. 72.

Малов Н.Д. Состояние и перспективы алмазопроисковых работ на Севере Русской платформы. № 3. С. 46.

Мельцер М.Л. Генетические модели золотого оруденения Верхоянья. № 6. С. 8.

Остапенко Л.А., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Тихонова Н.В., Задорожный Д.Н., Широков В.В., Богданович Ю.И., Герасимова В.Н. Условия формирования зоны окисления на месторождении Кимпиче (Западное Верхоянье). № 1. С. 43.

Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Щегольков Ю.В., Аристов В.В. Типоморфные особенности россыпного золота бассейна р.Адыча (Восточная Якутия), состав и генезис рубашек на его поверхности. № 1. С. 29.

Султанаев Р.Г., Чибисова Е.Д., Бондаренко Н.В., Селиванов П.В., Березнев М.В. Закономерности распределения золота и особенности формирования золоторедкометалльного оруденения Тенгкельского рудного узла (Дербек-Нельгисинская рудная зона). № 1. С. 6.

Томишин М.Д., Лелюх М.И., Иванов П.О. О возможном нетрадиционном коренном источнике алмазов Эбеляхских россыпей (Якутская кимберлитовая провинция). № 2. С. 13.

Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье). № 6. С. 13.

### СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Афанасов М.Н. Неотектоника и голоценовые проявления золота, самородной ртути и других эндогенных минералов в Ленинградской области. № 2. С. 55.

Баранов В.В., Блуджетт Р.Б. Корреляция нижнепражских отложений (нижний девон) Аляски и арктических регионов Восточной Сибири. № 5. С. 38.

Берзин А.Г., Обошкин А.П., Севостьянов С.Ю., Егосин А.А., Дьяконова В.А. Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба. № 6. С. 21.

Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О. Еще раз о возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала. № 3. С. 71.

Гаврилов А.А., Гвоздев В.И. Геологическое строение, развитие и рудная минерализация ряда островов залива Петра Великого (Южное Приморье). № 3. С. 61.

Гриненко В.С., Труцелев А.М. Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазосных районов северо-востока Сибирской платформы. № 1. С. 88.

Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Зональное расчленение нижнего и среднего келловоя севера Сибири по аммонитам (Cardioceratidae). № 5. С. 33.

Колосов П.Н. Органогенные породы и потенциальные коллекторы нефти и газа в неопротерозое Предпатомского прогиба. № 5. С. 43.

Лихачев А.П. Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых. № 4. С. 55.

Некрасов А.И. Отражение геодинамического режима восточной окраины Сибирской платформы в особенностях формирования осадочной призматической верхоянского комплекса и минерагении За-

падно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса. № 1. С. 101.

*Припачкин П.В., Рундквист Т.В.* К проблеме ритмичного строения нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива (Федорово-Панский расслоенный комплекс, Кольский полуостров). № 2. С. 64.

*Прокопьев А.В.* Структурное строение и позднемезозойско-кайнозойская деформационная история юго-западной части Полоусного синклиория (северо-восток Якутии). № 5. С. 20.

*Третьяков Ф.Ф.* Кливаж черносланцевых толщ и структурные ярусы Верхоянского складчато-надвигового пояса. № 5. С. 28.

*Третьяков М.Ф.* Зоны сокращенной мощности земной коры на территории сейсмического пояса Черского. № 6. С. 27.

*Филиппов В.А.* Бердагуловский флиш и другие признаки коллизионной структуры в нижнерифейских отложениях западного склона Южного Урала. № 2. С. 59.

*Хомич В.Г., Фатьянов И.И., Борискина Н.Г.* Особенности геологических условий формирования золоторудных районов в терригенно-сланцевых толщах южного обрамления Северо-Азиатского кратона. № 2. С. 75.

*Широкова Я.А.* Реликты неогеновой речной сети в морфоструктурах Западного Верхоянья. № 1. С. 111.

## ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

*Березкин В.И., Кравченко А.А., Смелов А.П.* Первые данные о геологии и составе раннекембрийского анортозит-габбро-троктолитового комплекса в центральной части Алдано-Станового шита. № 5. С. 70.

*Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Прокопьев А.В.* Литохимия верхнепалеозойско-мезозойских отложений Усть-Оленёкской системы складок. № 5. С. 89.

*Вилор Н.В., Зарубина О.В., Андрулайтис Л.Д., Чупарина Е.В.* Геохимические индикаторы уходящего поверхностного инфракрасного излучения сейсмоактивных разломов. № 3. С. 80.

*Граханов С.А., Смелов А.П.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии. № 5. С. 56.

*Зайцев А.И., Сурнин А.А., Мохначевский Г.В.* Стронций изотопная систематика кайнозойских базальтов Северо-Востока России. № 5. С. 64.

*Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Гревцев В.А.* Литохимические и генетические особенности опок Каменоярского месторождения (Астраханская область). № 4. С. 70.

*Копылова А.Г., Томшин М.Д.* Геохимия траппов восточной окраины Тунгусской синеклизы. № 5. С. 80.

*Кулагина Л.А., Фарбер М.Р.* Особенности литологического состава, физико-механических и петрохимических показателей пород терригенного комплекса Южно-Верхоянского синклиория. № 6. С. 39.

*Полуфунтикова Л.И., Смелов А.П., Граханов, Олейников О.Б.* Природа крупнообломочного материала алмазоносного базального горизонта карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы по геохимическим данным. № 6. С. 52.

*Ряченко Т.Г., Ухова Н.Н., Штельмах С.И.* Сравнительный анализ геохимических особенностей лессовых пород юга Восточной Сибири и Беларуси. № 2. С. 82.

*Смелов А.П., Биллер А.Я., Зайцев А.И.* Соотношение различных кристалломорфологических типов алмаза в туффитах карнийского яруса северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции. № 5. С. 50.

*Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Петро- и геохимические особенности гранитоидов Северного батолитового пояса Верхоянно-Колымских мезозоид как критерии их генезиса и геодинамической обстановки формирования. № 5. С. 97.

*Хачатрян Г.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.* Методика исследования минералов-спутников алмаза с применением Ик-Фурье спектроскопии. № 4. С. 76.

*Шакин С.С.* Ориентировка плагиоклазов в чупинских гнейсах (Северная Карелия). № 4. С. 64.

*Шепелева Я.П., Колодезников И.И.* Происхождение раннеюрских вулканитов Верхоянно-Колымской орогенной области. № 6. С. 44.

*Шкодзинский В.С.* Природа некоторых особенностей размещения кимберлитов с позиций модели горячего образования Земли. № 5. С. 107.

## ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

*Берзин С.А., Берзин А.Г.* Модели циклического строения отложенной венда—кембрия месторождений Непско-Пеледуйского свода по данным каротажа скважин (Сибирская платформа). № 6. С. 87.

*Ним Ю.А.* Аппроксимальная математическая модель импульсно-электромагнитного поля нефтегазового коллектора при его возбуждении горизонтальным магнитным диполем. № 6. С. 97.

*Соловьев Е.Э., Фридовский В.Ю., Адаров Т.Д.* Геофизические поля и глубинное строение Южного Верхоянья. № 6. С. 82.

## ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

*Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенных впадин. № 5. С. 113.

*Круподеров В.С., Гарифулин В.А., Куликов Г.В., Рыжов А.А., Спектор С.В.* Перспективы развития системы оперативной оценки напряженно-деформированного состояния земной коры и краткосрочного прогноза землетрясений в сейсмоопасных регионах России. №3. С. 3.

*Поморцев О.А., Попов В.Ф., Рожин С.С.* Землетрясения: ритмические основы долгосрочного прогноза (на примере Якутии). № 6. С. 32.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Дроздов А.В., Попов В.Ф., Поморцев О.А.* Удаление высокоминерализованных вод алмазодобывающих предприятий в многолетнемерзлые породы криолитозоны (на примере Удачинского горнообогатительного комбината). № 6. С. 64.

*Иудин М.М.* Напряженное состояние массива многолетнемерзлых горных пород. № 6. С. 72.

*Островский В.Н.* О значении гидрогеологических и геологических факторов в биотической регуляции окружающей среды. № 4. С. 86.

*Скрябин Р.М., Тимофеев Н.Г.* Технология и техника вращательного бурения скважин большого диаметра в многолетнемерзлых породах. № 6. С. 77.

*Шепелев В.В., Чжан Т.Р.* Особенности гидрогеологических условий урбанизированных территорий криолитозоны и основные проблемы борьбы с их подтоплением (на примере г. Якутск). № 6. С. 58.

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

*Виленикина Ю.В.* Опыт применения изотопно-геохимических методов для оценки геоэкологической ситуации в зоне воздействия эксплуатируемых россыпей золота. № 3. С. 93.

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

*Васильев Б.И., Советникова Л.Н.* Геологическое строение и развитие центральной части Тихого океана. № 3. С. 102.

*Добрецова И.Г., Лайба А.А.* Гидротермальные изменения вмещающих пород глубоководных сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (на примере рудного узла Семёнов). № 3. С. 108.

## ДИСКУССИИ

*Жирнов А.М.* Мифы мобилизма и реальная тектоника. № 2. С. 87.

*Зейлик Б.С.* Тунгусская комета, водородная супер-бомба и проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле. № 3. С. 116.

## ИНФОРМАЦИЯ

*Шумкова В.М.* Праздник юной геологии. № 5. С. 120.

## НОВЫЕ ИЗДАНИЯ

К 100-летию со дня рождения Николая Константиновича Байбакова. № 2. С. 104.

Медицинская геология. № 2. С. 103.

*Петров О.В., Масайтис В.Л., Неженский И.А., Ковалевская Е.О.* Геологический словарь. № 2. С. 98.

## ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

К 100-летию со дня рождения Марии Борисовны Бородаевской. № 6. С. 106.

Юбилей Раисы Викторовны Добровольской. № 1.

70-летие Александра Александровича Кременецкого. № 6. С. 108.

75-летие Александра Николаевича Барышева. № 1. С. 115.

75-летие Виктора Ивановича Старостина. № 1. С. 116.

К 75-летию со дня рождения Виктора Захаровича Блисковского. № 2. С. 95.

Памяти Татьяны Николаевны Корень. № 2. С. 96.

**Порядок оформления статей, представляемых в журнал  
«Отечественная геология»**

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК _____	К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2011
<b>Геологическое строение Кольского полуострова</b>	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5-7 строк) _____ _____ _____ _____	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5-7 слов) _____	
<i>Перевод названия статьи на английский язык</i> (полужирным шрифтом)	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5-7 строк) _____ _____ _____ _____	
<i>Key words</i> (не более 5-7) _____	
<i>Адрес для переписки - почтовый, телефон, e-mail:</i> _____	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 1. _____ 2. _____ и т.д.	

## Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (\*.rtf), (\*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (\*.tif), Encapsulated Post Script (\*.eps), Corel Draw (\*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (\*.xls). 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.

9. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова.

—С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.