



RUSSIAN
JOURNAL *of*
EARTH SCIENCES

Vol. 25
Issue 4

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ – 2024

СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК:
«К 80-ЛЕТИЮ СЕКЦИИ “ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ” МОИП»



СВЯЗЬ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ И ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Р. Р. Нуриахметов^{*,1} , Е. Т. Казимиров¹ , Н. А. Лыков^{1,2} 

¹РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина

²Геологический институт РАН

* **Контакт:** Рузиль Рафикович Нуриахметов, nuriahmetov25@gmail.com

В работе приведены результаты структурно-текстурной характеристики неоднородных, сложнопостроенных микробиально-водорослевых пород-коллекторов и их сопоставление с результатами петрофизических исследований. Выделены основные типы текстур и структур, встречающиеся в породах. Фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пород, как правило, характеризуются стандартными петрофизическими цилиндрами локально, по преобладающей в них структуре. В работе показана литолого-петрофизическая характеристика основных структур исследуемых пород и предложены варианты учета влияния макро- и микротекстур при определении ФЕС и характера фильтрации в горных породах.

Ключевые слова: карбонатные породы-коллекторы, Девон, Тимано-Печора, фильтрационно-емкостные свойства.

Цитирование: Нуриахметов, Р. Р., Е. Т. Казимиров, Н. А. Лыков Связь фильтрационно-емкостных свойств и текстурных особенностей карбонатных пород-коллекторов верхнего девона Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4001. — DOI: 10.2205/2025es001034 — EDN: WINBFY

Введение

К карбонатным осадочным породам приурочено от 35 до 48% мировых запасов нефти и порядка 23–28% газа [Кузнецов, 2018]. При этом добыча углеводородов из карбонатных отложений, зачастую, является трудоемкой задачей. Причиной этого служит их сложное неоднородное строение, связанное с биогенным генезисом [Фролов, 1993], в частности микробиальным. Что, в свою очередь, приводит к невозможности достоверного прогноза распределения их фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), а значит к ошибочному прогнозу добычи углеводородов.

Первично ФЕС породы закладываются на стадии седиментогенеза и раннего диagenеза. В дальнейшем, на последующих стадиях литогенеза, ФЕС могут меняться как в лучшую, так и в худшую сторону в зависимости от многочисленных условий среды и процессов, влияющих на строение породы. Например, выщелачивание и кавернообразование приводят к улучшению ФЕС породы, а процессы вторичного минералообразования, в зависимости от свойств аутигенного минерала, могут как улучшить, так и ухудшить ФЕС. Теме изучения ФЕС карбонатных пород, в том числе изучения влияния постседиментационных преобразований на ФЕС пород, посвящены многочисленные работы [Багринцева, 1999; Жемчугова, 2002; Киржинская и Сметов, 1981; Постникова и др., 2012; Тугарова, 2020]. Однако на сегодняшний день, факторы, влияющие на формирование первичного пустотного пространства микробиальных карбонатных пород, рассмотрены ограничено [Казимиров и др., 2023; Мусихин и др., 2012; Постников и др., 2022; Постникова и др., 2021]. Последнее связано со сложностью их

<https://elibrary.ru/WINBFY>

Получено: 20 марта 2025 г.

Принято: 11 июня 2025 г.

Опубликовано: 20 июня 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

типизации, так как микробиальные сообщества часто вступают в биоценозы с другими организмами, что в последствии приводит к усложнению строения породы-коллектора.

Целью настоящего исследования является литолого-петрофизическая характеристика карбонатных пород микробиального (микробиально-водорослевого) происхождения, направленная на: выявление первичных текстурных и структурных особенностей, определивших формирование ФЕС пород-коллекторов; установление связи ФЕС с микро- и макротекстурами.

Объект и методики исследования

Исследуемые объекты относятся к елецкому горизонту фаменского яруса Верхнего девона Тимано-Печорской нефтьгазоносной провинции. Тектонически объекты приурочены к Садаггинской ступени Хорейверской впадины. Отложения формировались в условиях забарьерной мелководно-шельфовой обстановки осадконакопления на участках развития изолированных органогенных построек [Осинцева, 2013; Пармузина, 2007].

Для карбонатных отложений биотический фактор проявляется в формировании двух принципиально разных компонентов породы: каркасных и некаркасных элементов. Под каркасными элементами понимаются обызвествленные несkeletalные водорослево-микробиальные колонии, которые в ходе своей жизнедеятельности прикреплялись к субстрату и улавливали форменные компоненты, становясь ловушками для них [Казимиров и др., 2023; Постникова и др., 2021; Pratt, 1982; Turner et al., 2000]. Некаркасные элементы представлены форменными (граноморфными) компонентами кальцитового состава, которые преимущественно выполняют межкаркасное пространство пород. Среди форменных компонентов преобладают комки и сгустки, сложенные микритом, в меньшей степени встречаются перекристаллизованные фрагменты талломов зеленых водорослей, кальцисферы и раковинный детрит брахиопод, гастропод, криноидей. Под комками понимаются форменные компоненты округлой или овальной продолговатой формы, сложенные микрозернистым кальцитом (микритом) [Фортунова и др., 2005]. Под сгустками понимаются компоненты неопределенной, расплывчатой формы, состоящие нередко из нескольких «слипшихся» комков, сложенных микрозернистым кальцитом [Фортунова и др., 2005].

Для достижения цели исследования проводилась типизация пород-коллекторов по текстурным и структурным признакам. При литологической типизации карбонатных пород использовались как отечественные [Кузнецов, 2018; Фролов, 1993], так и зарубежные [Dunham, 1962] классификации.

Текстура породы может зависеть от взаимосочетания каркасных форм роста и характера выполнения межкаркасного пространства привнесенным граноморфным материалом. В настоящей работе различаются макротекстура (текстура образца породы) и микротекстура (наблюдаемая в шлифе) (рис. 1). При описании пустотного пространства под микропористостью понимаются участки пород с развитием пустот размером менее 0,01 мм.

Первично порода изучалась макроскопически посредством анализа фотографий полноразмерного керна в дневном и ультрафиолетовом свете. В исследовании было рассмотрено 60 метров керна, отобрано 68 образцов, из которых было изготовлено 65 покрашенных петрографических шлифов (50×25 мм). Для определения структуры и компонентного состава пород были выполнены оптико-петрографические исследования образцов, намеченных при макроскопическом описании (рис. 2).

На изученном интервале отобрано 165 петрофизических цилиндров стандартного размера (30×30 мм). На всех цилиндрах стандартного размера были замерены пористость и проницаемость по газу, на 57 цилиндрах проведены исследования по капилляриметрии, на которых было определено процентное содержание поровых каналов разных размеров.

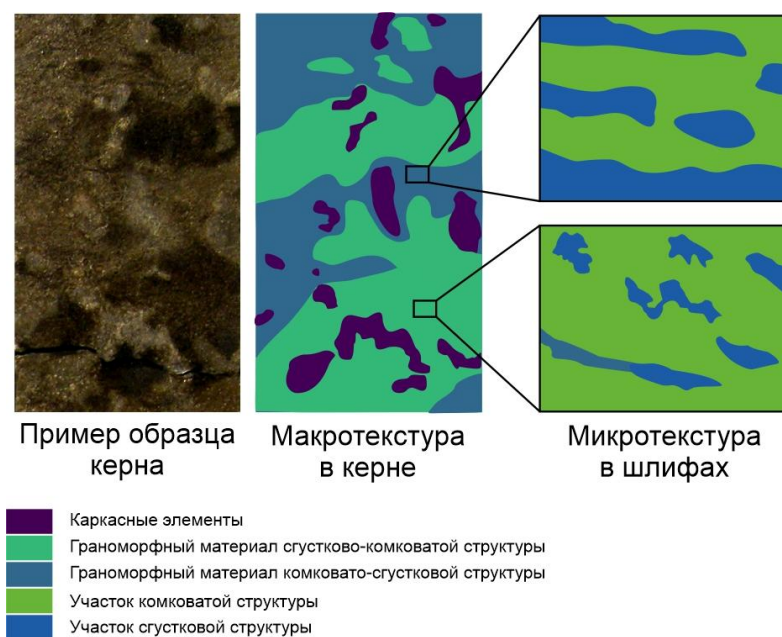


Рис. 1. Схема выделения макро- и микротекстур.

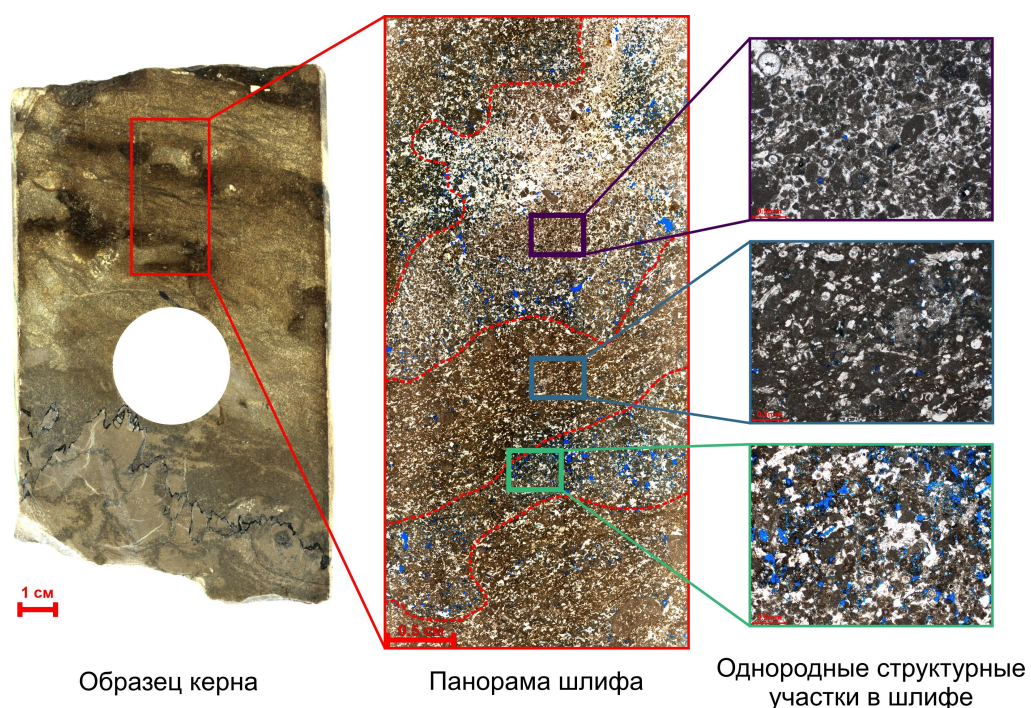


Рис. 2. Пример последовательности проведения исследования.

Результаты исследования

По результатам макроанализа и исследований в шлифах выделены известняки биогермные (водорослево-микробиальные) и граноморфные. Для биогермных пород выделено пять типовых макротекстур: пятнистая, слоисто-пятнистая, слоистая, пятнисто-петельчатая, петельчатая (рис. 3).

В породе с пятнистой макротекстурой (рис. 3А) каркасные компоненты расположены в виде изометричных или немного вытянутых, разнонаправленных серых «пятен». Они имеют размер от 0,5 до 4 см (в среднем 1–2 см) и занимают не более 15% относительного пространства породы. В породе с слоисто-пятнистой текстурой (рис. 3В) каркасные элементы могут иметь вытянутую форму, ориентированную по

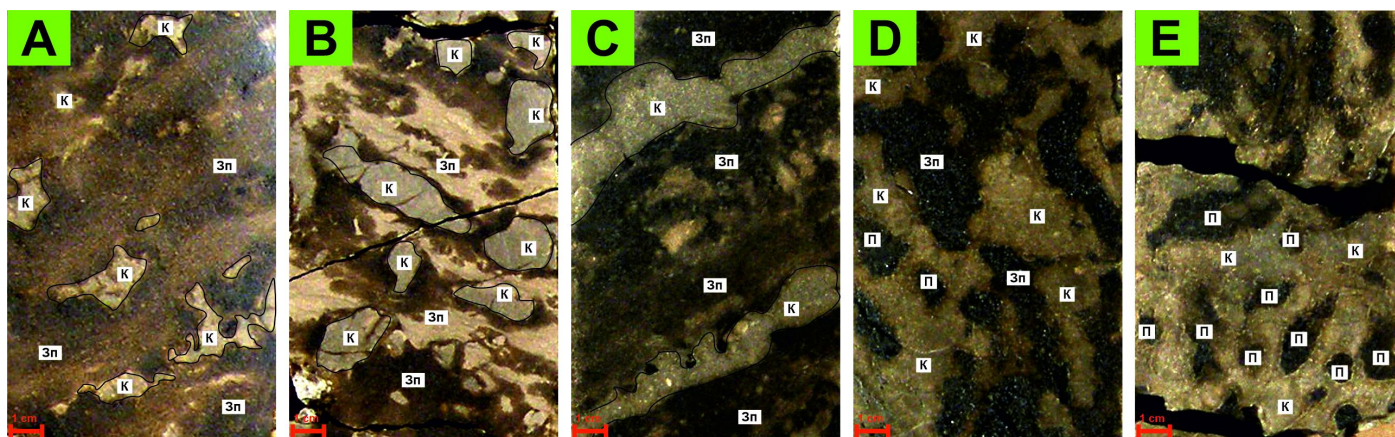


Рис. 3. Типизация макротекстур с каркасными элементами. Фотографии керн в дневном свете: А – пятнистая текстура; В – слоисто-пятнистая текстура; С – слоистая текстура; Д – пятнисто-петельчатая текстура; Е – петельчатая текстура; К – каркас; 3п – межкаркасный заполнитель; П – «петли» заполненные межкаркасным заполнителем.

наслоению, размеры изменяются от 1 до 5 см, они занимают в среднем от 15–20% относительного объема породы, иногда доходя до 25%.

Для пород со слоистой макротекстурой (рис. 3С) элементы преобразуются в слойки шириной в 8–10 см и более (слойки часто характеризуются выдержанностью в пределах керна). Они в среднем имеют толщину 1 см и составляют от 10 до 20% относительного пространства.

В породах с пятнисто-петельчатой макротекстурой (рис. 3Д) часть каркасных элементов срастаются между собой с образованием крупных округлых извилистых внутренних полостей, заполненных межкаркасным заполнителем, представленным граноморфным материалом. Эти полости напоминают «петли». Для пород с этой текстурой относительное процентное содержание каркасных элементов может составлять от 25 до 50%, со средним значением в диапазоне от 30 до 40%.

В случае, если все каркасные компоненты срослись между собой так, что весь межкаркасный заполнитель приурочен к «петлям», образуется петельчатая макротекстура (рис. 3Е). Как правило, в такой текстуре каркасные элементы занимают больше 50% относительного объема породы.

Среди текстур пород с преобладанием в составе некаркасных (форменных) компонентов выделяются три типа макротекстур: линзовидно-слоистая, слоистая и массивная (если текстура не распознается) (рис. 4). Слоистость обусловлена чередованием слойков разного цвета, что связано с тем, что слойки с комковатой структурой обладают большей степенью нефтенасыщенности, чем слойки со сгустковой.

В породах с линзовидно-слоистой макротекстурой (рис. 4А) границы слойков неровные, часто волнистые. Толщины слойков в среднем составляет 0,7–1,4 см. Длина линз – 2–4 см, толщина до 3 см. В свою очередь, в породах со слоистой текстурой (рис. 4В) слойки характеризуются выдержанностью в пределах керна. Границы ровные, часто спрямленные с отсутствием линз. Толщина слойков от 1 до 5 см со средним значением в 1,0–1,5 см. Массивная макротекстура (рис. 4С) наблюдается для пород, текстуры которых почти не различимы – редко в отдельных слойках может наблюдаться плохо различимая неясно-слоистая текстура.

Результаты оптико-петрографических исследований

В ходе изучения образцов оптико-петрографическим методом с учетом макроописания керна проведена литотипизация пород по структурно-минералогическим особенностям, характерных для каждого типа, выделенных ранее макротекстур. Всего выделено четыре литотипа: два, отвечающих породам с преобладанием каркасных элементов и два – для пород с преобладанием форменных компонентов.

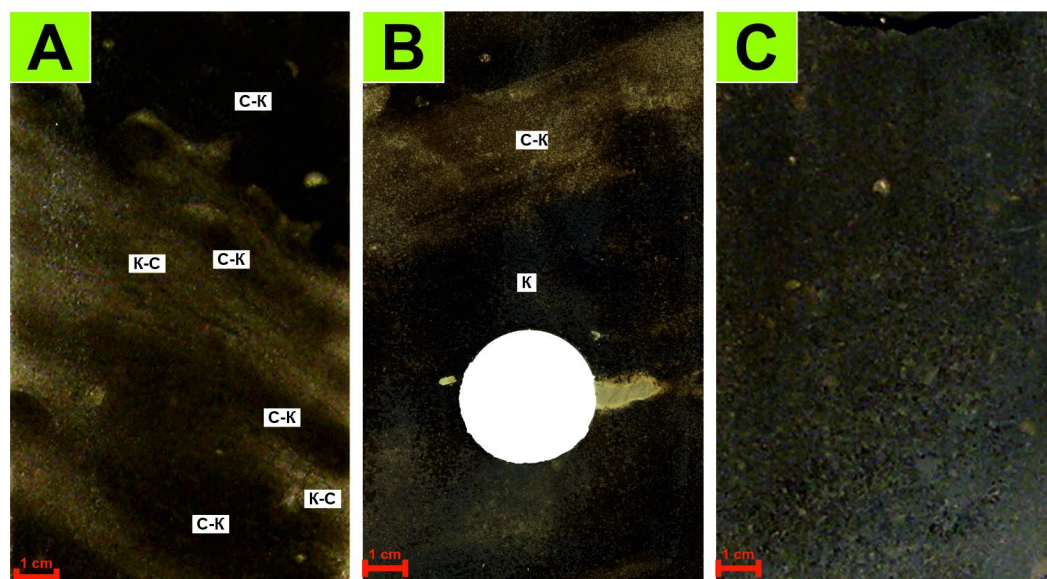


Рис. 4. Макротекстуры пород с преобладанием форменных (некаркасных) элементов: А – линзовидно-слоистая текстура; В – слоистая текстура; С – массивная текстура. Фото керн в дневном свете. С-К – сгустково-комковатая масса; К-С – комковато-сгустковая масса; К – комковатая масса.

Литотипы пород с преобладанием каркасных компонентов:

Литотип 1 (Лт1): Известняки от светло до темно-коричневых, биогермные водорослево-бактериальные (баундстоуны). Каркасные формы (от 0,5 до 10 см, размеры даны исходя из макроскопического исследования керн) сложены микритом (рис. 5А), участками перекристаллизованным до тонкокристаллического кальцита (рис. 5В). В межкаркасном пространстве встречаются форменные элементы – сгустки и комки (размерами от 0,1 до 0,5 мм), сложенные пелитоморфным кальцитом, сгустки представляют из себя совокупность плотно соприкасающихся комков (часто размером менее 0,1 мм) с плохо прослеживающимися межформенными контактами, которые преобладают в межкаркасном пространстве. Межформенное пустотное пространство может быть частично заполнено единичными кристаллами кальцита в результате вадозной цементации с образованием каплевидного цемента.

Для данного литотипа характерны текстурные вариации в зависимости от процентного содержания каркасных элементов в породе и соотношения комков к сгусткам. Макротекстура литотипа пятнистая, пятнисто-слоистая, слоистая, пятнисто-петельчатая и петельчатая. Распределение пустотного пространства в шлифах по участкам заполнителя неравномерное и характеризуется развитием пятнистой микротекстуры, выраженной в множественных разноориентированных и смыкающихся продолговатых скоплениях преимущественно комков (толщиной до 4 см), частично обрамленных тонкими (толщиной до 1 см) прожилками сгустков.

Для Лт1 пустотное пространство приурочено к межкаркаскому заполнителю. Пустоты относятся к межформенному типу пустотного пространства с неправильной или округлой формой. Размер пустот колеблется в пределах от 0,01 до 0,75 мм со средним значением 0,05–0,10 мм. Видимая в шлифах пористость может изменяться от 5 до 10%.

В пространстве вблизи границ плотных и пористых структур часто наблюдаются участки с интенсификацией выщелачивания, что обуславливает наличие более крупных пустот вдоль отдельных границ каркасных элементов (рис. 6). Этот эффект, в том числе наблюдается и вблизи крупных интракластов и комков.

Литотип 2 (Лт2): Известняки светло-коричневые, бежевые биогермные, водорослево-бактериальные (баундстоуны), схожие по структурно-текстурным особенностям с предыдущим литотипом. Он отличается от вышеописанного тем, что межкаркасное пространство сложено преимущественно сгустковой массой микрозернистого кальцита и лишь отдельные участки породы сложены комками (размером 0,1–0,2 мм) (рис. 5С). Макротекстуры литотипа: пятнистая, слоисто-пятнистая и слоистая.

Для Лт2 пустотное пространство приурочено к межкаркасному заполнителю и распределено неравномерно. Это выражено в появлении микротекстуры, которую можно описать как линзовидно-слоистую. Линзы сложены в основном комками, разграниченными волнистыми прослоями сгустков (толщиной до 3–4 см). Основное пустотное пространство связано с комковатой структурой: пустоты преимущественно межформенного типа неправильной, реже округлой формы, размером от 0,01 до 0,25 мм со средними значениями 0,01–0,03 мм. Видимая в шлифах пористость может составлять от 1 до 3%.

Литотипы пород с преобладанием форменных компонентов:

Литотип 3 (Лт3): Известняки коричневые граноморфные водорослево-сгустково-комковатые (пак-грейнстоуны) со спаритовым цементом, основная часть породы сложена комками (0,05–0,35 мм), в меньшей степени перекристаллизованными обломками талломов зеленых водорослей (0,05–0,88 мм) и сгустками (рис. 5D). Межформенное пространство частично выполнено янокристаллическим кальцитовым цементом.

Литотип характеризуется слоистыми макротекстурами: линзовидно-слоистая и слоистая текстуры, что обусловлено чередованием слойков с комковатой и сгустковой структурами.

Для Лт3 пустотное пространство распределено относительно равномерно (массивная микротекстура) либо послойно (слоистая микротекстура). В слоях с комковатой структурой преобладает межформенная пористость (пустоты неправильной, реже округлой формы с размером от 0,01 до 0,75 мм со средними значениями 0,10–0,25 мм). По отдельным прослоям отмечается смятие комковатого материала с образованием сгусткового, в которых преобладают участки микропористости. В прослоях с участием перекристаллизованных обломков талломов зеленых водорослей комки, как правило, не сминаются, за счет чего сохраняется крупная межформенная пористость. Видимая в шлифах пористость может составлять от 7 до 11%. Комковатые слойки имеют толщину от 1 до 4 см, а сгустковые линзы и слойки от 0,5 до 1,2 см.

Литотип 4 (Лт4): Известняки темно-коричневые граноморфные, водорослево-комковатые (грейнстоуны) с микробактериальными интракластами и спаритовым цементом. Порода сложена комками (0,09–0,68 мм) (рис. 5Е, F) и обломками перекристаллизованных водорослей (0,10–0,55 мм), на фоне которых редко (менее 10%) встречаются интракласты размером от 4,8 до 7,2 мм. В межформенном пространстве отмечаются единичные крупные вторичные кристаллы кальцита (до 0,5 мм). В литотипе преимущественно встречается массивная макротекстура, реже неясно-слоистая.

Лт4 имеет относительно равномерное распределение пустотного пространства (массивная микротекстура). Пустоты преимущественно межформенного типа, неправильной, реже округлой формы с размером от 0,01 до 1,30 мм со средними значениями 0,25–0,50 мм. Крупный размер пустот обусловлен процессами выщелачивания с частичным расширением первичной межформенной пористости. Видимая в шлифах пористость может составлять от 12 до 18%.

Таким образом, граноморфные участки пород, характеризующиеся различным соотношением комковатого и сгусткового материала, обладают, в том числе, различными их пространственными взаимосочетаниями – микротекстурами (рис. 6):

1. Для участков с преимущественно комковатой (водорослево-комковатой) структурой – характерны слоистая и массивная микротекстуры (рис. 6А).
2. Для участков со сгустково-комковатой структурой – пятнистая микротекстура (комковатые разности почти не разобщены сгустковым материалом) (рис. 6В).

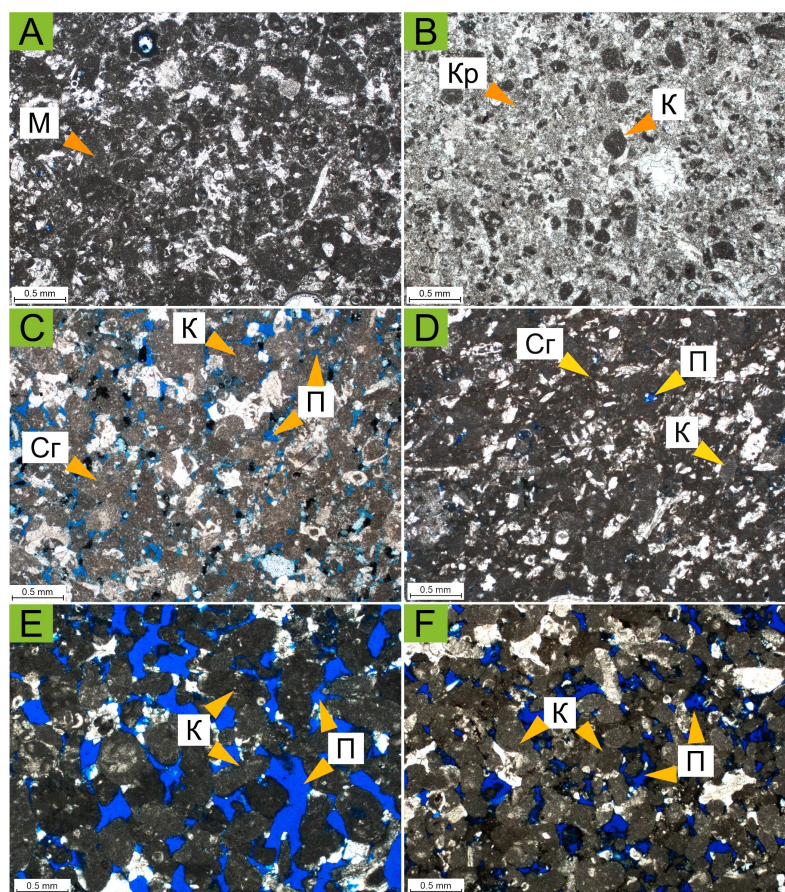


Рис. 5. Основные структуры изучаемых пород-коллекторов. Фотографии шлифов без анализатора: А – частично перекристаллизованная микритовая структура каркасных элементов; В – кристаллическая структура перекристаллизованных каркасных элементов; С – сгустково-комковатая структура; D – комковато-сгустковая структура; E, F – комковатая структура; М – микритовая структура; К – комки; Сг – сгустки; П – межформенные пустоты; Кр – тонкокристаллический кальцит (по перекристаллизованному микриту) в микробиально-водорослевом каркасе.

3. Для участков с комковато-сгустковой структурой – линзовидно-слоистая микротекстура (комковатые линзы разобщены сгустковыми прослоями) (рис. 6С).

Результаты исследования ФЕС пород-коллекторов

Основу пустотного пространства исследуемых пород-коллекторов составляет межформенный тип пористости, приуроченный к участкам комковатой структуры. Неоднородность его распространения и связности отражается как в макротекстурных, так и в микротекстурных особенностях строения пород.

Эффективное пустотное пространство пород-коллекторов, состоящих из каркасных элементов и межкаркасного граноморфного заполнителя в основном приурочено к последнему. Это связано, как правило, с низкой пористостью и плохой связанностью пустот между собой внутри водорослево-микробиальных каркасных элементов.

При исследовании пород в шлифах установлено, что на распределение пустотного пространства сильное влияние оказывает и микротекстура. Это выражено в пространственном распределении межформенной пористости (для комковатых структур) и участков микропористости (для сгустковых). Исходя из этого исследование пустотного пространства по данным капилляриметрии проводилось по образцам, взятым из участков пород с граноморфной структурой. В связи с тем, что среди рассматриваемых в данной работе граноморфных структур встречаются только сгустковая, комковато-сгустковая (преобладание сгустков над комками), сгустково-комковатая (преобладание комков над сгустками), комковатая, для каждой из них определены

средние значения распределения пустотного пространства и средние коэффициенты проницаемости и пористости (табл. 1).

Таблица 1. Петрофизическая характеристика пород с различной структурой

Структура	Пористость Кп, %	Проницаемость Кпр, 10–3 мкм ²	Средний радиус поровых каналов, мкм	Содержание поровых каналов с радиусом, %				
				<0,121 мкм	0,121– 0,725 мкм	0,725– 5,800 мкм	5,800– 29,000 мкм	>29,000 мкм
Комковатая	14,93	221,76	6,76	7,53	7,05	48,32	31,94	5,16
Сгустково-комковатая	9,95	24,24	4,96	16,30	14,29	46,43	16,62	6,37
Комковато-сгустковая	7,54	3,48	3,00	23,57	22,84	42,18	7,20	4,20
Сгустковая	5,20	0,64	2,51	40,42	24,72	23,65	5,58	5,63

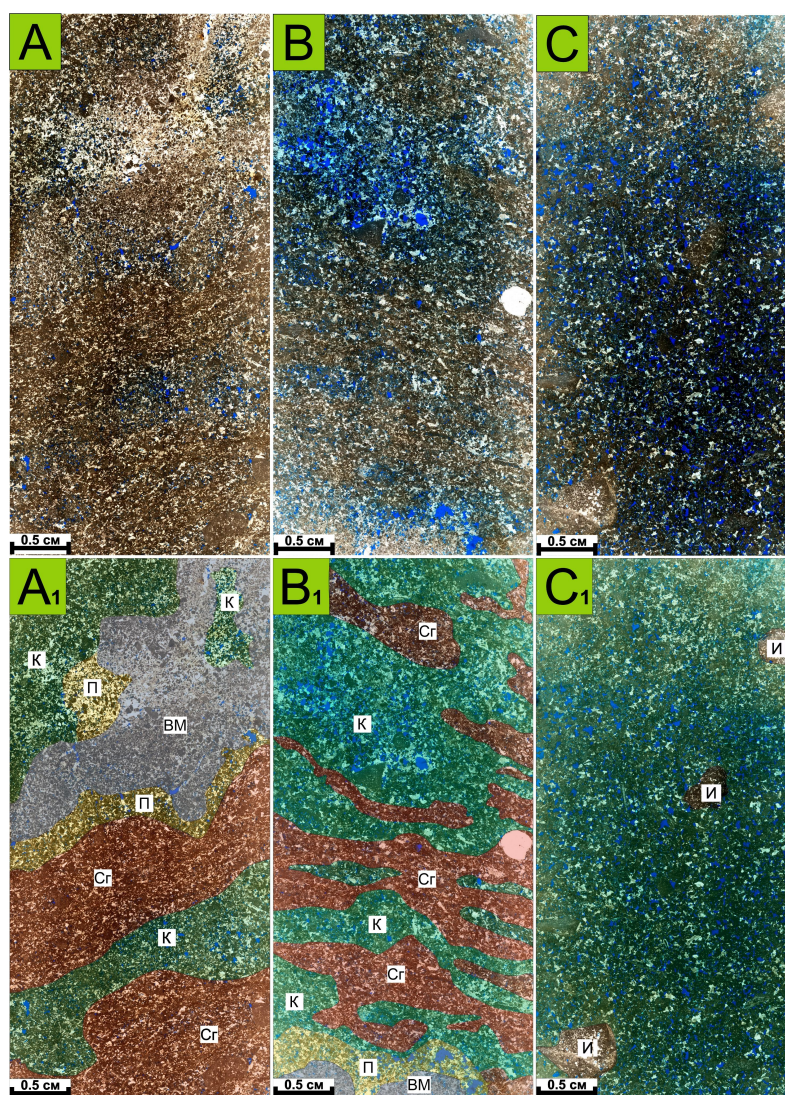


Рис. 6. Основные микротекстуры изучаемых пород-коллекторов. Фотографии шлифов без анализатора: А – слоистая микротекстура межкаркасного заполнителя; В – слоисто-пятнистая микротекстура межкаркасного заполнителя; С – массивная микротекстура межкаркасного заполнителя; А₁, В₁, С₁ – интерпретация шлифов, с выделением зон с однотипными структурами; К – комковатая структура; Сг – сгустковая структура; ВМ – водорослево-микробные образования; П – переходная зона; И – интракласты.

Согласно таблице, породы со сгустковой структурой характеризуются низкими значениями коэффициента пористости (5,2%) и проницаемости (0,64 мД). Большая часть поровых каналов (64,72%) имеет радиус до 0,725 мкм, среди которых преобладают субкапиллярные (порядка 40%) радиусом до 0,121 мкм. По мере появления в породах участков комковатой структуры, увеличивается коэффициент пористости и средний размер каналов, вследствие чего растет коэффициент проницаемости. Таким образом для участков пород с комковато-сгустковой структурой значения коэффициента пористости и проницаемости составляют 7,5% и 3,48 мД, а для участков пород со сгустково-комковатой структурой 10% и 24 мД соответственно. Для пород с полностью комковатой структурой характерно высокое значение пористости (в среднем 15%). Большая часть каналов (порядка 80%) имеет размеры 0,725–29,000 мкм. По этой причине для этих пород характерны повышенные значения проницаемости (в среднем 221 мД).

Обсуждение полученных результатов

Возникновение наблюдаемых текстур обусловлено действием различных ведущих факторов, приводящих к формированию каркасных и некаркасных элементов.

Для макротекстур пород с преобладанием некаркасных элементов ведущим фактором могут считаться гидродинамические условия среды. Все вариации слоистых текстур формируются, по-видимому, в периодически изменяющихся условиях:

1. При плавном изменении будет образовываться линзовидно-слоистая текстура;
2. Если изменения выраженные и резкие будет формироваться горизонтальная и косая слоистая текстура без линз.

Образование массивной текстуры связано с существованием устойчивого гидродинамического режима, не испытывающего изменений. Альтернативным вариантом генезиса может рассматриваться одномоментное поступление материала, в результате которого слоистость не успевает сформироваться. На это может указывать, тот факт, что породы с такой текстурой состоят из плохо сортированных комков и интракластов.

Ведущим фактором формирования макротекстур пород с преобладанием каркасных элементов является биопродуктивность водорослево-микробных колоний, тогда как гидродинамические условия среды выступают вспомогательным фактором.

Пятнистая текстура говорит о слабой биопродуктивности – каркасные элементы занимают малую долю (до 15%) относительного объема породы, а весь остальной объем занят межкаркасным граноморфным заполнителем. Петельчатая текстура, наоборот, указывает на высокую биопродуктивность, так как каркасные элементы составляют большую часть (более 50%) объема породы.

Развитие колоний может иметь две направленности:

1. Первая предполагает слоистые формы существования колоний. В таком случае каркасные элементы образуются в слоисто-пятнистую текстуру или более развитую, слоистую текстуру.
2. Вторая предполагает, что каркасные элементы формируют пятнисто-петельчатую текстуру за счет вертикального приращения и, в дальнейшем, могут развиваться в петельчатую текстуру.

Путь, по которому произойдет развитие текстуры зависит от дополнительных условий в виде, например, гидродинамического режима бассейна, в котором происходит формирование осадка. При периодически изменчивом гидродинамическом режиме будут формироваться слоистые текстуры. В случае постоянного умеренно-активного гидродинамического режима будут образовываться петельчатые текстуры, потому что в породах с такой текстурой межкаркасный заполнитель сложен в большей степени комками с небольшим количеством сгустков, что указывает на относительно активную гидродинамику при осадконакоплении.

Структурные вариации пород связаны с тем, что в них выделяется разное процентное содержание комков и сгустков в относительном объеме, что в свою очередь может

быть также связано с гидродинамикой среды. Предполагается, что сгустки осаждаются в среде в спокойных или слабо активных водных условиях, а комки осаждаются в среде с активной гидродинамикой среды.

Результаты исследования пустотного пространства и ФЕС оптико-петрографическими и петрофизическими методами позволили определить, что фильтрация флюидов в основном приурочена к породам с преобладанием форменных элементов, так как каркасные по большей части характеризуются плотным строением с наличием единичных трещин и пустот выщелачивания. Необходимо отметить также зоны сочленения каркасных и некаркасных элементов, где процентное содержание пустотного пространства от площади шлифа возрастает. Это, вероятно, связано с процессами выщелачивания, которые приурочены к этим зонам.

Исходя из полученных наблюдений, что фрагменты породы с каркасными элементами обладают малым количеством пустотного пространства, следует вывод, что появление каркасных элементов уменьшает общее пустотное (емкостное) пространство породы и видоизменяет фильтрационные свойства породы. Каркасные элементы выступают в виде локальных барьеров для фильтрации флюидов в определенных направлениях. Результаты литолого-петрофизических исследований показывают, что породы со сгустковой структурой характеризуется низкими ФЕС. Это связано с тем, что сами породы отличаются малым объемом пустот и преобладанием субкапиллярных каналов. Породы с преобладанием комковатой структуры, наоборот, имеют повышенные ФЕС, ввиду наличия крупных проводящих каналов в межформенной пористости. Однако распределение сгусткового материала относительно комковатого может изолировать последний. В связи с этим породы обладают пористостью, приуроченной к комковатым участкам, а фильтрация будет определяться сгустковыми.

Таким образом, пустотное пространство исследуемых пород обладает иерархическим строением, определяющимся микротекстурным и макротекстурным уровнем.

Заключение

1. Проведен текстурный и структурный анализ исследуемых пород. Выделены основные типы структур и текстур. Для пород определены ФЕС.
2. В породах выявлены текстурные вариации, связанные с преобладанием каркасных или форменных элементов.
3. Для пород с развитием водорослево-микробияльных каркасных элементов выделено пять основных типов макротекстур. Для пород с преобладанием некаркасных элементов выделено три типа макротекстур.
4. Выделено четыре литотипа, характеризующие вариации микробияльно-водорослевых карбонатных пород коллекторов.
5. Для граноморфных участков пород определены четыре типа микротекстур.
6. Исследования показывают, что фильтрация приурочена к некаркасным элементам, а каркасные элементы уменьшают общее пустотное пространство и выступают в виде локальных барьеров для фильтрации.
7. Породы со сгустковой и комковато-сгустковой структурами обладают низкими ФЕС, а породы со сгустково-комковатой и комковатой – средними и высокими ФЕС соответственно.
8. Направление фильтрации и значения проницаемости внутри граноморфных участков пород определяются их микротекстурой.

Результаты исследований можно использовать в качестве основы моделирования ФЕС пород с сложным неоднородным строением.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору А. В. Постникову за ценные замечания в ходе подготовки рукописи статьи, а также коллективу кафедры литологии РГУ (НИУ) нефти и газа имени И. М. Губкина. Авторы статьи также благодарят анонимных рецензентов за их ценные замечания.

Список литературы

- Багринцева К. И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. — Москва : РГГУ, 1999. — 312 с.
- Жемчугова В. А. Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. — Москва : Изд-во МГГУ, 2002. — 243 с.
- Казимиров Е. Т., Нуриахметов Р. Р., Постников А. В. Тектурно-структурные формы организации пустотного пространства в фаменских карбонатных природных резервуарах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Разведка и охрана недр. — 2023. — № 6. — С. 45–51. — DOI: [10.53085/0034-026X_2023_06_45](https://doi.org/10.53085/0034-026X_2023_06_45). — EDN: [MTZTRV](https://www.edn.ru/MTZTRV).
- Киркинская В. Н., Смехов Е. М. Карбонатные породы - коллекторы нефти и газа. — Ленинград : Недра, 1981. — 255 с.
- Кузнецов В. Г. Литология. — Москва : РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2018. — 410 с. — EDN: [UDVVGI](https://www.edn.ru/UDVVGI).
- Мусихин А. Д., Осинцева Н. А., Сивальнева О. В. и др. Условия формирования пород-коллекторов фаменских отложений центральной части восточного борта Хорейверской нефтегазоносной области Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2012. — Т. 7, № 2. — С. 12. — EDN: [OZHMPV](https://www.edn.ru/OZHMPV).
- Осинцева Н. А. Литология, фации и коллекторские свойства верхнедевонских отложений центральной части Хорейверской впадины в связи с перспективами их нефтегазоносности: автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геол.-мин. наук. — Москва : РГУ (НИУ) нефти и газа имени И.М. Губкина, 2013. — 26 с.
- Пармузина Л. В. Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования, закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). — СПб. : Недра, 2007. — 152 с.
- Постников А. В., Оленова К. Ю., Сивальнева О. В. и др. Генетические типы пустотного пространства и закономерности их распределения в карбонатных природных резервуарах Тимано-Печорской провинции // Экспозиция Нефть Газ. — 2022. — 1(86). — С. 22–28. — DOI: [10.24412/2076-6785-2022-1-22-28](https://doi.org/10.24412/2076-6785-2022-1-22-28).
- Постникова О. В., Китаева И. А., Репина М. О. и др. Влияние вторичных преобразований на формирование коллекторских свойств осинского горизонта Непско-Ботуобинской антеклизы // Территория Нефтегаз. — 2012. — № 11. — С. 24–27. — EDN: [PZHQMJ](https://www.edn.ru/PZHQMJ).
- Постникова О. В., Постников А. В., Сивальнева О. В. и др. Литолого-петрофизическая неоднородность карбонатных резервуаров Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина. — 2021. — № 4. — С. 5–20. — DOI: [10.33285/2073-9028-2021-4\(305\)-5-20](https://doi.org/10.33285/2073-9028-2021-4(305)-5-20).
- Тугарова М. А. Вторичные изменения карбонатных пород нефтегазоносных комплексов // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. — 2020. — № 4. — С. 18–23. — DOI: [10.7868/S2587739920040023](https://doi.org/10.7868/S2587739920040023). — EDN: [DRKQWR](https://www.edn.ru/DRKQWR).
- Фортулатова Н. К., Карцева О. А., Баранова А. В. и др. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. — Москва : ВНИГНИ, 2005. — 440 с. — EDN: [QKNUJV](https://www.edn.ru/QKNUJV).
- Фролов В. Т. Литология. Том 2. — Москва : Изд-во Московского университета, 1993. — 432 с.
- Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks - A Symposium. — AAPG, 1962. — P. 108–121.
- Pratt B. R. Stromatolitic Framework of Carbonate Mud-Mounds // SEPM Journal of Sedimentary Research. — 1982. — Vol. 52, no. 4. — P. 1203–1227. — DOI: [10.1306/212f80fd-2b24-11d7-8648000102c1865d](https://doi.org/10.1306/212f80fd-2b24-11d7-8648000102c1865d).
- Turner E. C., James N., Narbonne G. M. Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites // PALAIOS. — 2000. — Vol. 15. — P. 87–111. — DOI: [10.1669/0883-1351\(2000\)015<0087:TCOMIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0087:TCOMIE>2.0.CO;2).

RELATIONSHIP BETWEEN RESERVOIR PROPERTIES OF ROCKS AND TEXTURAL FEATURES OF UPPER DEVONIAN CARBONATE RESERVOIR ROCKS OF THE TIMAN-PECHORA BASIN

R. R. Nuriahmetov^{*,1} , E. T. Kazimirov¹ , and N. A. Lykov^{1,2} 

¹Gubkin Russian State University of Oil and Gas

²Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

****Correspondence to:** Ruzil Rafikovich Nuriahmetov, nuriahmetov25@gmail.com

The paper presents the results of structural and textural characterization of heterogeneous, complexly built microbial-algae reservoir and their comparison with the results of petrophysical studies. The main types of textures and structures occurring in the rocks are highlighted. Reservoir properties of rocks are characterized by standard petrophysical cylinders locally, according to the prevailing structure in them. The paper shows the lithological and petrophysical characterization of the main structures of the studied rocks and proposes options to take into account the influence of macro- and micro-textures in determining reservoir properties and character of filtration in rocks.

Keywords: Carbonate reservoir, devonian, Timan-Pechora, reservoir properties of rocks.

Citation: Nuriahmetov, R. R. , E. T. Kazimirov, and N. A. Lykov (2025), Relationship Between Reservoir Properties of Rocks and Textural Features of Upper Devonian Carbonate Reservoir Rocks of the Timan-Pechora Basin, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4001, <https://doi.org/10.2205/2025ES001034>, EDN: WINBFY

Received: March 20, 2025

Accepted: June 11, 2025

Published: June 20, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Bagrintseva K. I. Conditions of formation and properties of carbonate reservoirs of oil and gas. — Moscow : RSUH, 1999. — P. 312. — (In Russian).
- Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks - A Symposium. — AAPG, 1962. — P. 108–121.
- Fortunatova N. K., Kartseva O. A., Baranova A. V., et al. Atlas of structural components of carbonate rocks. — Moscow : VNIGNI, 2005. — P. 440. — EDN: [QKNUJV](https://doi.org/10.2205/2005ES001034) ; (in Russian).
- Frolov V. T. Lithology. Volume 2. — Moscow : Publishing House of Moscow University, 1993. — P. 432. — (In Russian).
- Kazimirov E. T., Nuriakhmetov R. R., Postnikov A. V. Textural and structural forms of the organization of the void space in the Famen Carbonate natural reservoirs of the Timan-Pechora oil and gas province // Prospect and protection of mineral resources. — 2023. — No. 6. — P. 45–51. — DOI: [10.53085/0034-026X_2023_06_45](https://doi.org/10.53085/0034-026X_2023_06_45). — EDN: [MTZTRV](https://doi.org/10.2205/2023ES001034) ; (in Russian).
- Kirkinskaya V. N., Smekhov E. M. Carbonate rocks - oil and gas reservoirs. — Leningrad : Nedra, 1981. — P. 255. — (In Russian).
- Kuznetsov V. G. Lithology. — Moscow : Gubkin Russian State University of Oil, Gas, 2018. — P. 410. — EDN: [UDVVGI](https://doi.org/10.2205/2018ES001034) ; (in Russian).
- Musikhin A. D., Osintseva N. A., Sivalneva O. V., et al. Eastern edge of Khoreyver petroleum sub-basin (Timan-Pechora basin) - Petrogenesis of the Famennian reservoirs // Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies. — 2012. — Vol. 7, no. 2. — P. 12. — EDN: [OZHMPV](https://doi.org/10.2205/2012ES001034).
- Osintseva N. A. Lithology, facies and reservoir properties of the Upper Devonian deposits of the central part of the Khoreyver depression in connection with the prospects of their oil and gas potential: abstract of a dissertation for the degree of candidate of geological and mineral sciences. — Moscow : Gubkin Russian State University of Oil, Gas, 2013. — P. 26. — (In Russian).
- Parmuzina L. V. Upper Devonian complex of the Timan-Pechora province (structure, conditions of formation, patterns of reservoir placement and oil and gas potential). — St. Petersburg : Nedra, 2007. — P. 152. — (In Russian).

- Postnikov A. V., Olenova K. Yu., Sivalneva O. V., et al. Genetic void types and their distribution regularities in carbonate reservoirs of Timan-Pechora province // Exposition Oil Gas. — 2022. — 1(86). — P. 22–28. — DOI: [10.24412/2076-6785-2022-1-22-28](https://doi.org/10.24412/2076-6785-2022-1-22-28). — (In Russian).
- Postnikova O. V., Kitaeva I. A., Repina M. O., et al. The influence of secondary transformations on the formation of reservoir properties of the Osinsky horizon of the Nepa-Botuoba antecline // Territorija Neftegaz. — 2012. — No. 11. — P. 24–27. — EDN: [PZHQMJ](https://elibrary.ru/pzhqmj) ; (in Russian).
- Postnikova O. V., Postnikov A. V., Sivalneva O. V., et al. Lithological and petrophysical heterogeneity of carbonate reservoirs of Timan-Pechora oil and gas province // Proceedings of Gubkin Russian State University of Oil and Gas. — 2021. — No. 4. — P. 5–20. — DOI: [10.33285/2073-9028-2021-4\(305\)-5-20](https://doi.org/10.33285/2073-9028-2021-4(305)-5-20). — (In Russian).
- Pratt B. R. Stromatolitic Framework of Carbonate Mud-Mounds // SEPM Journal of Sedimentary Research. — 1982. — Vol. 52, no. 4. — P. 1203–1227. — DOI: [10.1306/212f80fd-2b24-11d7-8648000102c1865d](https://doi.org/10.1306/212f80fd-2b24-11d7-8648000102c1865d).
- Tugarova M. A. Secondary changes in carbonate rocks of oil and gas complexes // PROneft. Professionally about Oil. — 2020. — No. 4. — P. 18–23. — DOI: [10.7868/S2587739920040023](https://doi.org/10.7868/S2587739920040023). — EDN: [DRKQWR](https://elibrary.ru/drkqwr) ; (in Russian).
- Turner E. C., James N., Narbonne G. M. Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites // PALAIOS. — 2000. — Vol. 15. — P. 87–111. — DOI: [10.1669/0883-1351\(2000\)015<0087:TCOMIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0087:TCOMIE>2.0.CO;2).
- Zhemchugova V. A. Natural reservoirs in carbonate formations of the Pechora oil and gas basin. — Moscow : Publishing house of Moscow State Mining University, 2002. — P. 243. — (In Russian).

ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЫНОСА ВОД КАЛИНИНГРАДСКОГО ЗАЛИВА И РЕКИ ПРЕГОЛИ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ) НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА

К. Д. Коробченкова^{*,1,2} , М. О. Ульянова^{1,2} 

¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

²Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, г. Калининград, Россия

* **Контакт:** Ксения Дмитриевна Коробченкова, korobchenkova14@mail.ru

Мониторинг выноса (плюма) высокопродуктивных вод Калининградского залива через Балтийский пролив актуален в условиях высокой антропогенной нагрузки и эвтрофикации вод юго-восточной части Балтийского моря. Оценена сезонная и межгодовая изменчивость распространения плюма по спутниковым данным в период с января 2020 г. по октябрь 2024 г. и проведено сравнение с результатами экспедиционных измерений солёности воды. Площадь плюма достигала наибольших значений в период половодья (февраль–март) и в летний период (июнь–июль), когда отсутствуют сильные ветра, способствующие диссипации плюма. Анализ ветровых условий и направления движения плюма показал, что в большинстве случаев плюм распространяется вдоль побережья на северо-восток к м. Таран при преобладании юго-западного и юго-восточного ветра. Осенью плюм прижат к берегу доминирующими западными ветрами. Гидрофизическая структура плюма подтверждает результаты, полученные по спутниковым данным.

Ключевые слова: спутниковый мониторинг, плюм, ветровые условия, юго-восточная часть Балтийского моря, Калининградский залив.

Цитирование: Коробченкова, К. Д., М. О. Ульянова Оценка пространственного распространения выноса вод Калининградского залива и реки Преголи (Балтийское море) на основе спутникового мониторинга // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4002. — DOI: <https://doi.org/10.2205/2025es001036> — EDN: TDNMGK

Введение

В устьевой области реки при смешении речных и морских вод происходит трансформация и перераспределение потоков тепла, взвеси, биогенных элементов и антропогенных загрязнений. Данная область является геохимическим барьером на пути выноса загрязняющих веществ с суши в прибрежные морские зоны с градиентами скоростей течений, солёности, мутности, температуры вод [Гордеев, 1983; Лисицын, 1994; Eremeyanov, 2005]. Такие зоны смешения в Балтийском море отличаются от зон в океане меньшим градиентом солёности – Балтийское море является солоноватым водоемом.

Источником поступления терригенного вещества в юго-восточную часть Балтийского моря помимо береговой эрозии является не только сток самой крупной в регионе р. Вислы [Bajkiewicz-Grabowska et al., 2019; Svendsen et al., 2021], но и менее полноводной р. Преголи [Лаврова и др., 2014; Шеволигина и Лаврова, 2018], впадающей в Калининградский (Вислинский) залив. Залив является буферной зоной, в которой происходит трансформация и осаждение части загрязняющих веществ, поступающих с речными водами. Район исследования представляет собой зону динамического взаимодействия трех водных объектов: одноукавной реки Преголи, Калининградского залива и прибрежных вод Гданьского залива (рис. 1). В северной части мелководного

<https://elibrary.ru/TDNMGK>

Получено: 26 сентября 2024 г.

Принято: 11 июня 2025 г.

Опубликовано: 24 июня 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

Калининградского залива находится глубокий (8–10 м) гидротехнический объект (Калининградский морской канал, КМК). В канале одновременно проходят как смешение речных, заливных и морских вод и их вынос в прибрежную зону моря (преимущественно по поверхности), так и заток морских вод (по дну) [Chubarenko and Chubarenko, 2003]. Значения солёности в исследуемом районе варьируются в зависимости от сезона года и составляют в устье реки 0–3 епс, в Калининградском заливе 2–5 епс, в КМК 2–7 епс, в прибрежной части моря 7–8 епс. Стратификация вод в канале и вынос распресненных вод из Калининградского залива в море зависит от факторов, вызванных барическим градиентом (ветер, уровень воды), и расхода реки. Формируется плюм заливной воды, характеризующийся пониженной соленостью и повышенной мутностью. Воздействие ветра определяет суточную и даже часовую изменчивость распространения плюма, а также его положение, форму и размер [Lihan et al., 2008; Saldias et al., 2012; Thomas and Weatherbee, 2006]. Энергия ветра концентрируется в поверхностном слое, что вызывает более интенсивное ветровое продвижение плюма по сравнению с менее стратифицированным окружающим морем [Osadchiev et al., 2021; Osadchiev and Zaviyalov, 2013; Zu et al., 2014].

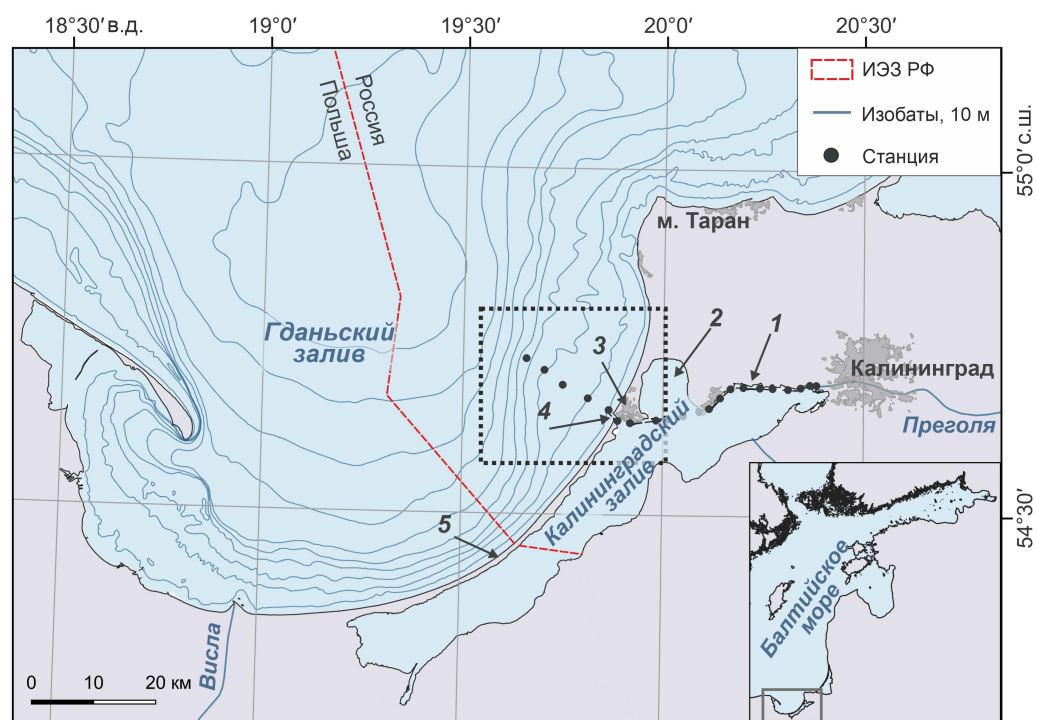


Рис. 1. Карта-схема района исследования. ИЭЗ РФ – исключительная экономическая зона РФ, 1 – Калининградский морской канал, 2 – Приморская бухта, 3 – г. Балтийск, 4 – Балтийский пролив, 5 – Балтийская коса, пунктиром обозначена область данных реанализа ERA5.

Доступным способом круглогодичного мониторинга пространственного распределения взвешенного вещества в устьевой области является спутниковый мониторинг. Плюмы значительно отличаются от окружающих их морских вод своими оптическими свойствами, что позволяет отслеживать их сезонную динамику. Ограничением метода является наличие облачности и штормовые условия на поверхности моря. Подобные исследования проводятся для мониторинга качества вод во многих районах Мирового океана, однако большая часть посвящена рекам, напрямую впадающим в море или в эстуарии открытого типа (реки Амазонка, Амур, Волга, Енисей, Обь и др., в регионе исследования – р. Висла, впадающая в Гданьский залив). Устьевые области некоторых рек осложнены наличием буферных зон – заливов полузамкнутого типа (лагуна Патус, лагуна Альбуфера, Куршский залив, Щецинский залив и др.), таким образом, плюм имеет не речное происхождение, а смешанное (воды реки и залива) и характеризуется

меньшими градиентами по солености, температуре и мутности между заливными и морскими водами. Например, в регионе исследования изучен плюм Куршского залива – буферной зоны для стока крупной р. Неман [Dabuleviciene et al., 2020; Vaiciute et al., 2013].

Данное исследование во многом является продолжением существующих работ [Лаврова и др., 2014; Назирова и Краюшкин, 2021; Lavrova et al., 2016]. Однако в регионе наблюдаются тенденции изменения синоптических условий [Полунина и Стонт, 2022; Стонт и др., 2020; Stont et al., 2023], которые, в свою очередь, влияют на динамику речного стока и распространение выноса распресненных мутных вод в море. Сопоставление этих данных позволяет получить некоторые количественные оценки закономерности распространения плюма. В этом контексте большое значение приобретает непрерывный долгосрочный комплексный мониторинг экосистемы Балтийского моря в целом и прибрежной зоны как наиболее быстро отражающей изменения, в частности.

Целью работы являлось определение сезонной и межгодовой изменчивости плюма Калининградского залива в прибрежной части Балтийского моря с учетом ветровых условий и речного стока в 2020–2024 гг. Полученные данные могут быть использованы для регионально адаптированной системы мониторинга Балтийского моря, созданной в 2022 г. в рамках системы климатического и экологического мониторинга ключевых районов Мирового океана и морей России [Bashirova et al., 2023].

Материалы и методы

Для исследования характера и морфологии плюма вод Калининградского залива были использованы данные дистанционного зондирования высокого пространственного разрешения для периода с января 2020 г. по октябрь 2024 г. Оптические (цветосинтезированные) изображения морской поверхности были получены путем обработки данных мультиспектрального сканера MSI (Multispectral Instrument) со спутников Sentinel-2A (пространственное разрешение 10 м). Для расширения ряда данных использовались спутниковые снимки концентрации взвешенного вещества мультиспектрального радиометра OLCI (Ocean and Land Colour Instrument) со спутника Sentinel-3A (пространственное разрешение 300 м). Использовались спутниковые изображения 2-го уровня обработки (Level-2A of Sentinel-2 and Sentinel-3 processing), учитывающие атмосферную коррекцию. Предварительная обработка спутниковых данных выполнялась с помощью программного обеспечения SNAP 8.0. Границы плюма определялись по цветовому контрасту морских вод и вод плюма и оцифровывались с помощью настольной геоинформационной системы QGIS. Перед оцифровкой спутниковых данных мультиспектрального радиометра OLCI/Sentinel-3A дополнительно выполнялась нормализация данных методом стандартизации (на основе среднего значения и стандартного отклонения для сравнения значений с разной шкалой измерений) с помощью настольной геоинформационной системы QGIS. Всего было проанализировано порядка 600 спутниковых изображений, из которых 228 были репрезентативными с облачностью менее 50% (на 178 спутниковых изображениях был выражен плюм заливных вод в море, на 50 – заток морских вод через Балтийский пролив в Калининградский залив).

Для построения сезонных роз ветров использовались натурные данные направления и скорости ветра из открытых архивов [ООО «Расписание погоды», 2004] на метеостанции г. Балтийск (№26701, 54°39' с. ш., 19°55' в. д.) за период 2020–2024 гг. с дискретностью 3 часа. Для анализа преобладающих ветровых условий за сутки до и во время пролета спутника использовались данные о компонентах ветра (*u*- и *v*-компоненты) из реанализа ECMWF ERA5 [C3S, 2018] на высоте 10 м с дискретностью 1 час и пространственным разрешением 0,25° широты × 0,25° долготы. Сведения о количестве осадков брались из открытых архивов [ООО «Расписание погоды», 2004] на метеостанции г. Черняховск (№26711, 54°38' с. ш., 21°47' в. д.) за период 2020–2024 гг.

Данные о среднесуточном расходе воды р. Преголя на гидрологическом посту г. Гвардейск (56 км от устья) за 2020–2023 гг. были получены из Единой государственной

системы информации об обстановке в Мировом океане [ЕСИМО, 1999]. За 2024 г. данные о речном стоке в открытом доступе отсутствуют.

Для верификации спутниковых снимков и оценки мощности плюма проведены экспедиционные работы (06.08.2020, 02.03.2022), в которых выполнялись измерения вертикального распределения солености на станциях, расположенных в КМК от устья р. Преголи (ст. 1) до прибрежной акватории Балтийского моря (см. рис. 1). Работы проводились зондами Sea&Sun Tech CTD90M и SonTek CastAway.

Результаты и обсуждение

Площадь плюма

Результаты оцифровки границы плюма на спутниковых снимках за период 2020–2024 гг. представлены в табл. 1 и на рис. 2. Пробелы в данных образуются в зимний период (обработано всего пять снимков за пять лет), когда район исследования практически полностью покрыт облачностью. В периоды активной вегетации фитопланктона (апрель, июнь) плюм был наиболее ярко выражен из-за отличий оптических свойств вод Калининградского залива и вод Балтийского моря за счет наличия в приповерхностном слое вод залива значительного количества органического взвешенного вещества [Лаврова и др., 2016; Gasiunaite et al., 2005; Kudryavtseva and Aleksandrov, 2019]. Абсолютный максимум площади плюма за период исследования зафиксирован в июне 2021 г. и составил 296 км². Однако максимальная средняя за сезон площадь приходится на весну (42 км²), что объясняется половодьем р. Преголи (февраль–март) [Боскачѳв и Чубаренко, 2022; Korobchenkova et al., 2023]. Летом площади плюма также значительны, что связано с достаточно спокойными ветровыми условиями, позволяющими плюму «нарастать» и сохраняться в течение длительного времени. Анализ ветровых условий в 2020–2024 гг., как одного из главных режимообразующих факторов, показал, что весной преобладали слабые (скорость до 5 м/с) ветры северных румбов, реже наблюдались западные ветры со скоростью 5–10 м/с и слабые восточные ветры. Осенью и зимой можно выявить тенденцию к преобладанию ветра южных румбов со скоростью до 10 м/с и западного ветра со скоростью до 20 м/с.

Таблица 1. Сезонная изменчивость площадей плюма из Калининградского залива в период 2020–2024 гг.

Год	Зима	Весна	Лето	Осень
2020	33/42* (2)	42/162 (10)	63/212 (10)	26/52 (4)
2021	48/51 (2)	23/35 (4)	53/296 (9)	31/50 (6)
2022	3/3 (1)	48/138 (14)	23/56 (17)	16/35 (6)
2023	—	51/218 (16)	21/81 (20)	27/69 (10)
2024	—	33/124 (15)	37/137 (21)	35/71 (11)
Средняя за пять лет	33/51 (5)	42/218 (59)	35/296 (77)	28/71 (37)

*33/42 (2) – средняя, км²/ максимальная, км² (количество снимков)

В отсутствии приливов вторым важным условием, определяющим изменчивость параметров эстуарной системы р. Преголи, является речной сток. Анализ среднесуточного расхода воды р. Преголи на гидрологическом посту г. Гвардейск за 2020–2023 гг. показал, что в течение каждого года выраженный максимум расхода воды р. Преголи (100–200 м³/с) соответствовал половодью. В эти же месяцы наблюдались и значительные среднемесячные площади плюма (42, 54 и 52 км² в феврале, марте и апреле, соответственно) (рис. 3). Два вторичных максимума в мае-июне и ноябре-декабре связаны с паводками. Исключением являлся 2022 г., когда был ярко выражен только один максимум в конце февраля-начале марта при расходе воды р. Преголи около 400 м³/с. В этот период выпало 82 мм осадков, что составило 153% от климатической нормы [ООО «Расписание погоды», 2004], следующие три месяца количество выпавших осадков не превышало среднюю норму. В 2023 г. максимум состоял из трех пиков (174–

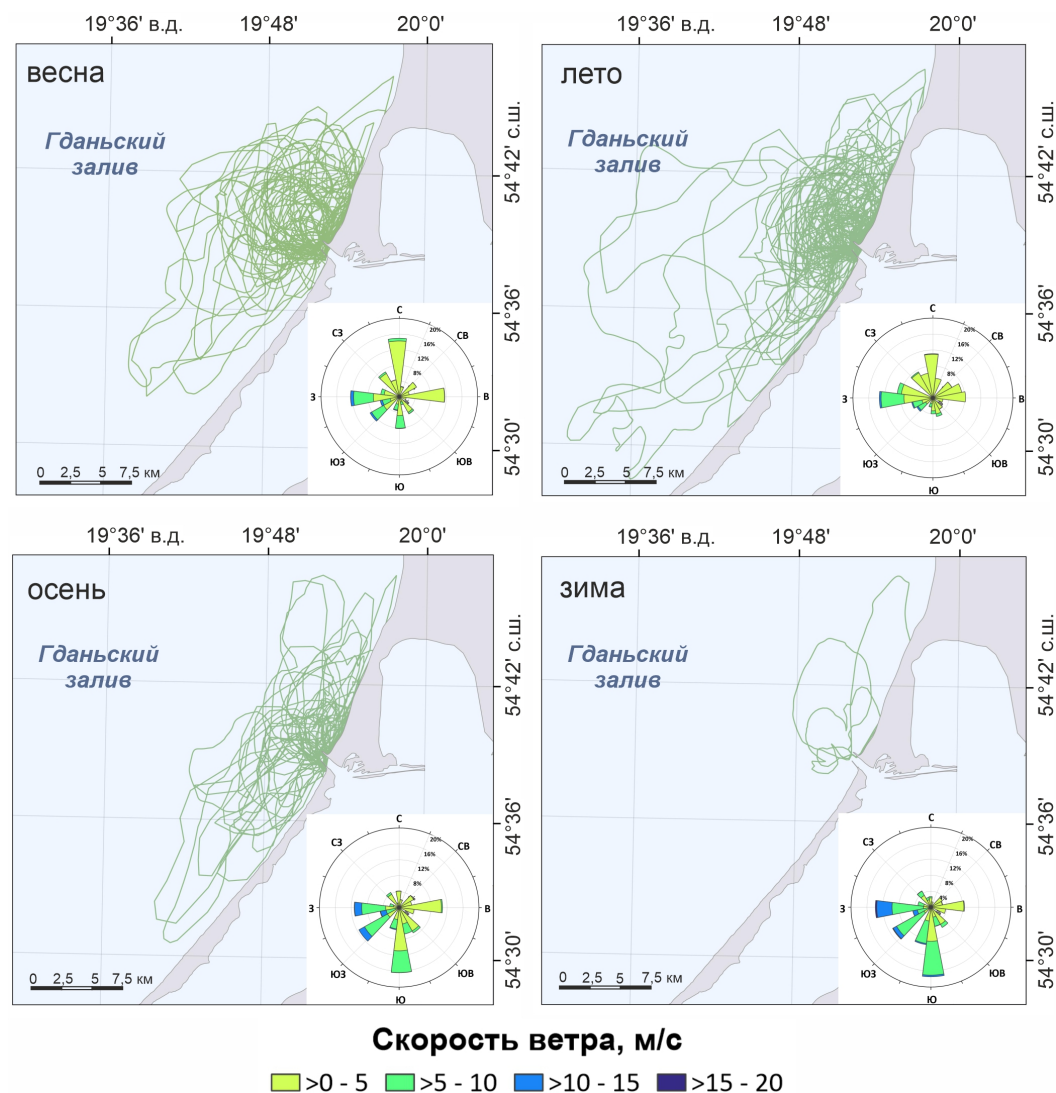


Рис. 2. Карта-схема распространения плюма вод Калининградского залива по данным оцифровки спутниковых снимков и сезонная повторяемость (%) направлений и скоростей (м/с) ветра (роза ветров) по данным метеостанции г. Балтийска с 2020 по 2024 гг.

214 м³/с) и пришелся на февраль-начало апреля. Нехарактерный для второй половины марта высокий расход воды, вероятно, связан с большим количеством осадков (138 мм за март).

Для выявления среднееголетнего положения плюма все зафиксированные случаи были объединены и ранжированы по величине площади плюма (рис. 4). Больше всего отмечено случаев распространения плюма площадью до 50 км² (143 случая или 80%) и удалением в сторону открытого моря не более 7 км, вдоль берега – до 15 км. В 26-ти случаях (15%) площадь плюма составляла от 50 до 100 км², удаление от берега было до 12 км, тогда как удаление вдоль берега на юг от пролива – около 18 км. В 9-ти случаях (5%) площадь плюма была более 100 км², внешняя граница фиксировалась на расстоянии до 20 км от берега. Чаще всего площадь плюма достигала таких значений в летний сезон. В работе [Назирова и Краюшкин, 2021] представлены результаты мониторинга Гданьского залива в районе выноса вод по спутниковым данным в период с января 2014 г. по сентябрь 2020 г., согласно которому наличие плюма заливных вод через Балтийский пролив фиксировалось на протяжении всего года с максимальными площадями выноса в летние месяцы. В 2020–2024 гг. эта тенденция сохранилась.

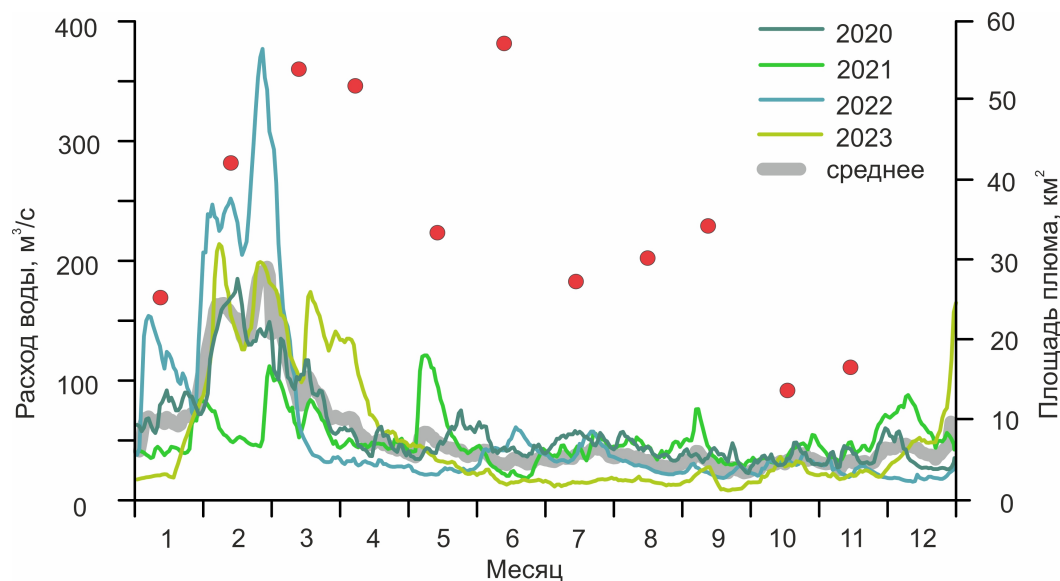


Рис. 3. Среднесуточный расход воды р. Преголи (пост Гвардейск) 2020–2023 гг. (кривые) и среднесуточные за период исследования площади плюма (красные точки).

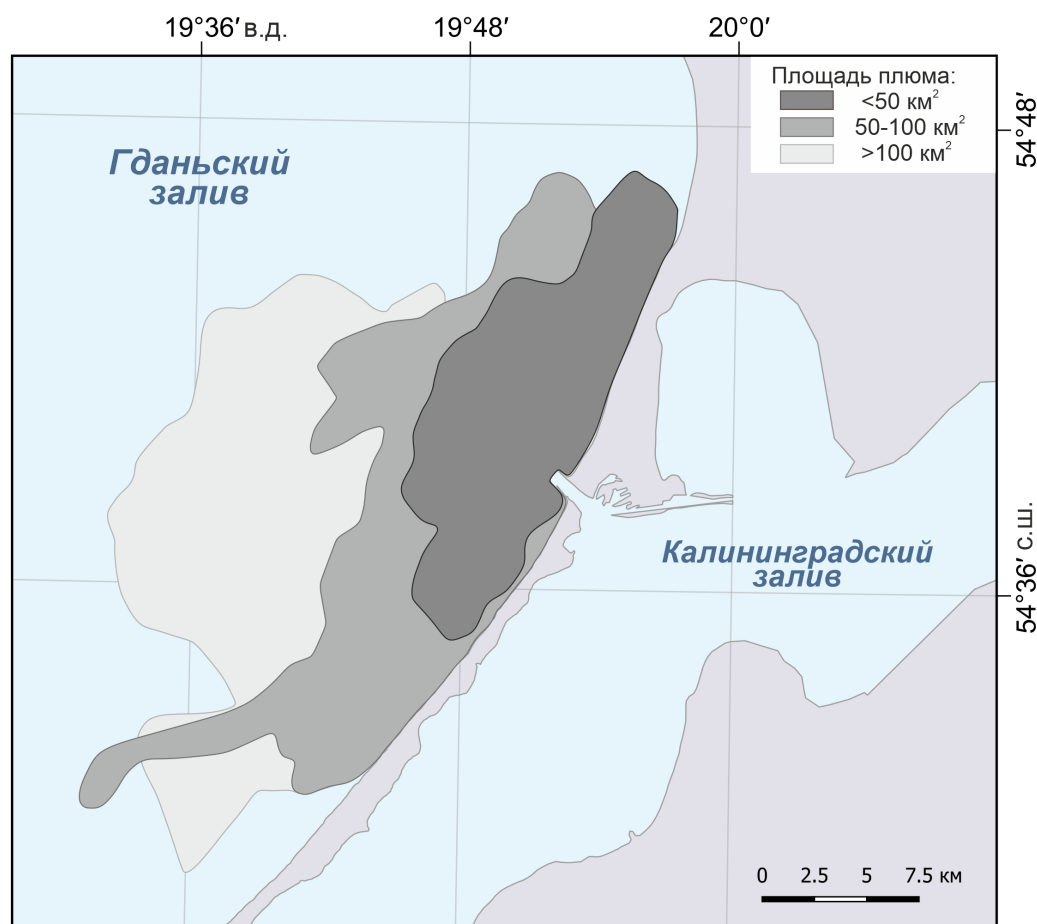


Рис. 4. Градация плюма вод Калининградского залива по среднесуточной площади по спутниковым данным с 2020 по 2024 гг.

В районе исследования направление ветра может изменяться несколько раз в течение суток. Можно предположить, что площадь распространения, форма и направление

движения плюма имеют внутрисуточную динамику. Из-за частоты спутниковых пролетов (раз в сутки) в работе рассматривается только межсуточная и сезонная динамика. Под действием ветра площадь плюма в течение нескольких дней может существенно изменяться (например, 01.06.2020 и 04.06.2020 – 55 и 182 км²; 07.03.2024 и 10.03.2024 – 124 и 34 км², соответственно).

Для сопоставления полученных результатов был выбран плюм р. Вислы, которая напрямую впадает в Гданьский залив. Площадь плюма р. Вислы в теплое время года часто превышает 500 км², по горизонтали распространяется до 27 км [Митягина и др., 2024]. Плюм вод Калининградского залива имеет меньшую площадь, но сравним по дальности распространения. Если говорить о различии влияния данных выносов на прибрежную зону моря, можно предположить, что, несмотря на меньшую площадь плюма залива, он выносит значительно большее количество органического вещества (в частности планктона), чем р. Висла. В Калининградском заливе, особенно в теплый период года, происходит массовое развитие планктона, который приспособлен к существованию в солоноватоводных условиях. Поэтому, попадая в морскую зону, он продолжает там развиваться. Пресноводный же планктон р. Вислы в соленой воде перестает развиваться и погибает. Таким образом, наличие буферного приемного водоема у реки качественно и количественно меняет «наполнение» плюма.

Направление движения плюма

Плюм заливных вод может иметь выраженную вытянутую форму и распространяться как в циклоническом, так и антициклоническом направлении вдоль морского побережья [Лаврова и др., 2016]. На распространение плюма влияют ветер, вдольбереговая циркуляция и вихревые процессы, характерные для акватории Гданьского бассейна [Гинзбург и др., 2015]. Мезомасштабные и мелкомасштабные вихревые структуры оказывают существенное влияние на распространение плюма вод р. Вислы и в меньшей мере на вынос вод Калининградского залива [Митягина и др., 2024; Lavrova et al., 2016]. Основное направление, в котором распространяется плюм заливных вод, совпадает с направлением ветровых течений [Lavrova et al., 2016].

За анализируемый период было отмечено распространение плюма в трёх основных направлениях: в 45% случаев вдоль побережья на северо-восток (к мысу Таран), в 29% перпендикулярно берегу в сторону открытого моря и в 26% вдоль побережья Балтийской косы на юго-запад. При распространении плюма на северо-восток при преобладании ветра юго-западного и юго-восточного направлений (табл. 2) происходит его смещение с вдольбереговыми потоками наносов и образование циклонического завихрения у мыса Таран в условиях даунвеллингового режима [Lavrova et al., 2016]. Также наблюдались случаи распространения плюма вдоль Балтийской косы при сильных северо-восточных (противонаправленных) ветрах преимущественно летом, когда увеличивалась повторяемость северного и северо-восточного ветров (см. рис. 2). Случаи распространения плюма шарообразной формы перпендикулярно берегу были зафиксированы в основном весной и частично летом, когда господствовал ветер восточных румбов. В эти сезоны скорость ветра не высока (до 5, реже 10 м/с), что позволяет плюму распространяться достаточно равномерно.

Зимой и осенью в большинстве случаев плюмы распространялись на северо-восток и были прижаты к берегу (см. рис. 2) под действием ветров западного и южного румбов, господствующих в это время года. Передвижение плюма вдоль побережья на юго-запад чаще всего было зафиксировано весной и летом, когда господствовали слабые ветра северных румбов. Затоки морской воды в Калининградский залив отмечены на поверхности моря на спутниковых снимках осенью и весной при умеренных, свежих и сильных (по шкале Бофорта) ветрах юго-западного и северо-западного направлений (см. табл. 2).

Отмечены случаи распространения плюма вдоль побережья в северо-восточном направлении и перпендикулярно берегу при нагонных северо-западном и западном ветрах (см. табл. 2). Например, 24–25.05.2020 был преимущественно умеренный (7 м/с)

Таблица 2. Повторяемость направления ветра (%) относительно распространения плюма в 2020–2024 гг.

Направление ветра	Движение плюма на северо-восток	Движение плюма на юго-запад	Движение плюма перпендикулярно берегу	Заток морских вод
С	2	4	2	6
СВ	8	52	36	6
В	3	6	6	6
ЮВ	34	14	46	12
Ю	3	2	—	—
ЮЗ	32	18	8	44
З	3	—	—	2
СЗ	15	4	2	24

западный ветер, который к 26–27.05.2020 ослаб с сохранением направления. Это привело к релаксации нагона и выносу вод залива. Другой пример: 26–27.07.2024 господствовал северо-западный ветер, который прижимал к побережью плюм ранее вынесенных вод залива. К 31.07.2024 направление сменилось на юго-восточное и плюм «оторвался» от берега.

Отмечены затоки морских вод через Балтийский пролив в КМК и Калининградский залив при ветре западного и северо-западного направлений (в 24% случаев) в основном осенью и в начале зимы, также при устойчивых юго-западных ветрах (в 44% случаев) под действием экмановского переноса. Вследствие изменчивости направления ветра даже в течение одних суток наблюдались случаи одновременного затока морских вод и выноса заливных вод через Балтийский пролив в прибрежную часть моря или изменения ориентации распространения плюма.

Подспутниковые измерения

Одной из задач работы было рассмотрение случаев синхронных подспутниковых измерений гидрологической структуры в районе исследования для верификации спутниковых данных.

06.08.2020 Накануне (05.08.2020) экспедиционного выхода преобладал слабый ветер западного и западно-северо-западного направлений, которые являлись господствующими в течение сезона (см. рис. 2). 06.08.2020 направление ветра сменилось на нехарактерное для сезона юго-восточное, которое способствовало выносу заливных вод в прибрежную зону моря. Согласно спутниковому снимку, площадь плюма была небольшой и составила примерно 10 км² (рис. 5). Между Балтийским проливом и в 20 км мористее образовалась градиентная зона мощностью около 7 м в которой соленость изменялась от 6,0 до 7,2 епс, согласно данным зондирования водной толщи. Расход воды р. Преголи составил около 50 м³/с, то есть был незначительным.

02.03.2022 За двое суток до экспедиционного выхода преобладал восточный ветер, который способствовал выносу заливных вод, затем направление изменилось на юго-юго-западное со скоростью ветра 1–3 м/с и плюм незначительно сместился на северо-восток. На спутниковом изображении ярко выражен вынос через Балтийский пролив, площадь которого составила 30 км² (см. рис. 5). Условия для выноса были сформированы не столько ветровой ситуацией, сколько половодьем и максимальным расходом воды (247 м³/с, см. рис. 3). Сток речных вод весной в период половодья нарушает баланс водообмена, смещая его в сторону увеличения оттока воды (по продолжительности на 10%) [Chubarenko and Zakirov, 2021]. В распределении солености ярко выражены как вынос вод через Балтийский пролив в прибрежную часть моря, так и клин морских

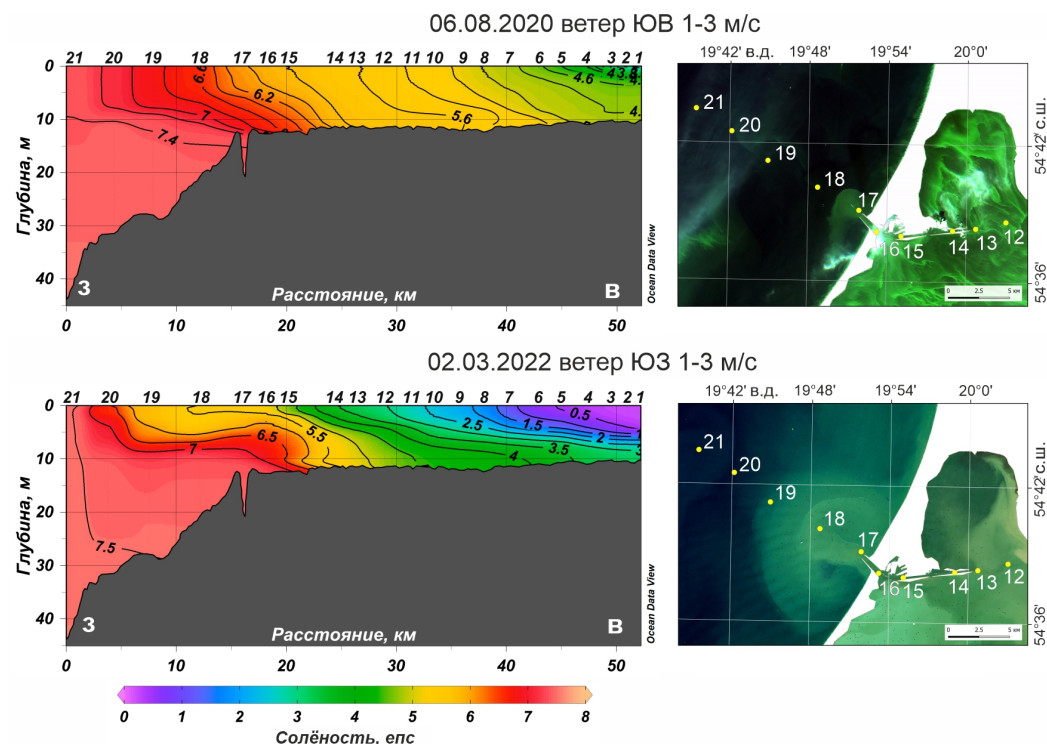


Рис. 5. Сопоставление распределения солёности по натурным измерениям (слева) и распространения плюма по спутниковым данным (справа). Расположение станций (цифры над профилями распределения солёности и желтые точки на спутниковых изображениях): ст. 1 – устье р. Преголи, ст. 2–15 – КМК, ст. 16–17 – Балтийский пролив, ст. 18–21 – прибрежная зона моря.

вод, распространяющийся по дну до Приморской бухты (см. рис. 5, ст. 12–13). Согласно [Лазаренко и Маевский, 1971], в 74,9% случаев через Балтийский пролив происходит однонаправленный вынос заливных вод или заток морских, 11,7% – формирование двухслойных течений с заток в придонном слое и поверхностным выносом и 13,4% двунаправленных течений. Согласно профилю солёности, глубина (мощность) плюма составляла 7–8 м. На нижней границе плюма солёность увеличилась на 1 епс на расстоянии по вертикали менее 5 м.

Данные гидрофизического зондирования позволили оценить глубину проникновения плюма и сопоставить с результатами, полученными для поверхностного слоя моря по спутниковым изображениям. Глубина проникновения вод со значениями солёности, характерными для вод залива (5,0 епс), была максимальной (8 м) весной в период половодья при максимальных значениях расхода воды. Для поверхностного слоя в целом наблюдалась сходимость распространения плюма в море, полученного дистанционным и контактными методами.

Заключение

Определение сезонных и межгодовых особенностей плюма Калининградского залива проводилось на основе данных дистанционного зондирования. Всего было обработано 228 спутниковых изображений (Sentinel-2A и 3A) за 2020–2024 гг. Были проанализированы гидрометеорологические условия (расход реки, осадки, скорость и направление ветра, натурные данные солёности) для исследования характера распространения и морфологии плюма и верификации спутниковых данных.

В условиях отсутствия приливов в исследуемом районе основными факторами, влияющими на распространение плюма заливных вод и заток морских вод, являются ветровые условия и интенсивность речного стока. Анализ ветрового воздействия на плум выявил преобладание в 2020–2024 гг. распространения выноса на северо-восток (в

45% случаев) при сильном (8–10 м/с), устойчивом юго-западном и юго-восточном ветре, который господствует практически круглый год, кроме летнего сезона. Максимальное удаление внешней границы плюма от пролива на север вдоль берега составило 24 км. Отмечено меньше случаев распространения плюма вдоль Балтийской косы (26% случаев) при сильных (8–10 м/с) северо-восточных ветрах преимущественно весной и летом, однако удаление плюма от пролива было большим, чем вдоль Самбийского полуострова. Весной и летом при слабом (1–3 м/с) восточном и юго-восточном ветре, который преобладал в данные сезоны года, плюм распространялся перпендикулярно берегу (29% случаев). Осенью плюм был «прижат» к берегу под действием сильных западных и юго-западных ветров. Затоки морских вод через Балтийский пролив в Калининградский залив, выраженные на поверхности моря, происходили при ветре западного и северо-западного направлений (в 24% случаев) в основном осенью и в начале зимы.

Максимальные среднемесячные площади выноса заливных вод соответствовали периоду половодья, которое в разные годы приходилось на февраль–апрель. В это время еще отсутствует активное развитие планктона, поэтому можно сделать вывод, что плюм насыщен терригенной (неорганической) взвесью. Летом также фиксировались значительные по площади плюмы (в том числе абсолютный максимум), что может объясняться отсутствием сильных ветров, способствующих разрушению плюма. Плюм в теплый период года насыщен органической взвесью, поскольку в Калининградском заливе идет интенсивное развитие солоноватоводного планктона, который, поступая в море, продолжает свое развитие. Средняя площадь плюма за период пять лет составила 35 км², максимальная – 296 км². Остается открытым вопрос о вкладе в плюм взмучивания донных осадков, поскольку при продвижении плюма от пролива на северо-восток он попадает в зону активной береговой абразии.

Подспутниковый эксперимент в период исследований позволил верифицировать спутниковые данные и оценить мощность плюма: в марте она достигала 8 м. Гидрофизические данные подтвердили достоверность спутниковых.

Благодарности. Сбор и анализ метеорологических и гидрофизических данных выполнены за счёт госзадания ИО РАН (тема №FMWE-2024-0025). Анализ спутниковых данных поддержан из средств БФУ им. И. Канта (тема №FZWM-2023-0004). Авторы благодарны за помощь в интерпретации метеоданных Ж. И. Стонт, в получении гидрофизических данных – В. А. Кречик

Список литературы

- Боскачёв Р. В., Чубаренко Б. В. Анализ изменчивости гидрологических характеристик на устьевом участке реки Преголи (юго-восточная Балтика) // Гидрометеорология и экология. — 2022. — № 69. — С. 644–674. — DOI: [10.33933/2713-3001-2022-69-644-674](https://doi.org/10.33933/2713-3001-2022-69-644-674).
- Гинзбург А. И., Булычева Е. В., Костяной А. Г. и др. О роли вихрей в распространении нефтяных загрязнений по акватории Юго-Восточной Балтики (по данным спутникового мониторинга) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2015. — Т. 12, № 3. — С. 149–157. — EDN: [UAFZCR](https://www.edn.ru/2015/03/149-157).
- Гордеев В. В. Речной сток в океан и черты его геохимии. — Москва : Наука, 1983. — 152 с.
- ЕСИМО. Центр океанографических данных ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД. — 1999. — URL: <http://portal.esimo.ru/portal/> (дата обр. 12.05.2024).
- Лаврова О. Ю., Краюшкин Е. В., Соловьев Д. М. и др. Влияние ветрового воздействия и гидродинамических процессов на распространение вод Калининградского залива в акватории Балтийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2014. — Т. 11, № 4. — С. 76–99. — EDN: [TJEKWP](https://www.edn.ru/2014/04/76-99).
- Лаврова О. Ю., Митягина М. И., Костяной А. Г. Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. — Москва : ИКИ РАН, 2016. — 334 с. — EDN: [XXTFNL](https://www.edn.ru/2016/03/334).
- Лазаренко Н. Н., Маевский А. Гидрометеорологический режим Вислинского залива. — Ленинград : Гидрометеиздат, 1971. — 279 с.
- Лисицын А. Р. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. — 1994. — Т. 34, № 5. — С. 735–747. — EDN: [YJGONJ](https://www.edn.ru/1994/05/735-747).

- Митягина М. И., Лаврова О. Ю., Жаданова П. Д. Влияние гидродинамических процессов на распространение вод Вислы в Гданьском заливе по данным дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2024. — Т. 21, № 4. — С. 237–250. — DOI: [10.21046/2070-7401-2024-21-4-237-250](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-4-237-250).
- Назирова К. Р., Краюшкин Е. В. Мониторинг распространения вод Калининградского залива в акватории Гданьского залива (Юго-Восточная Балтика) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 2. — С. 271–284. — DOI: [10.21046/2070-7401-2021-18-2-271-284](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-271-284).
- ООО «Расписание погоды». Погода в 240 странах мира. Архив погоды в Балтийске. — 2004. — URL: <https://rp5.ru/> (дата обр. 13.06.2024).
- Полунина Ю. Ю., Стонт Ж. И. Влияние ветровых условий на распределение зоопланктона устьевой области реки Преголи (бассейн Балтийского моря) после техногенной трансформации её русла // Морской биологический журнал. — 2022. — Т. 7, № 1. — С. 78–92. — DOI: [10.21072/mbj.2022.07.1.07](https://doi.org/10.21072/mbj.2022.07.1.07).
- Стонт Ж. И., Навроцкая С. Е., Чубаренко Б. В. Многолетние тенденции изменчивости гидрометеорологических характеристик в Калининградском регионе // Океанологические исследования. — 2020. — Т. 48, № 1. — С. 45–61. — DOI: [10.29006/1564-2291.JOR-2020.48\(1\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(1).3).
- Щеголихина М. С., Лаврова О. Ю. Мониторинг выносов речных и лагунных вод в Азовское и Балтийское моря на основе спутниковых данных видимого диапазона // Вестник ТвГУ. Серия: География и Геоэкология. — 2018. — № 3. — С. 180–191. — DOI: [10.26456/2226-7719-2018-3-180-191](https://doi.org/10.26456/2226-7719-2018-3-180-191). — EDN: YUNIRF.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Zalewski M., Kobusińska M. E., et al. The seasonal structure of contributors to the discharge of the Vistula River to the Baltic Sea // Technology Wody. — 2019. — No. 6. — P. 8–15. — (In Polish).
- Bashirova L., Sivkov V., Ulyanova M., et al. Climate and environmental monitoring of the Baltic Sea: General principles and approaches // Reliability: Theory & Applications. — 2023. — Vol. 18. — P. 164–171. — DOI: [10.24412/1932-2321-2023-575-164-171](https://doi.org/10.24412/1932-2321-2023-575-164-171).
- C3S. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. — 2018. — DOI: [10.24381/cds.adbb2d47](https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47). — URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/doi/10.24381/cds.adbb2d47>.
- Chubarenko B., Zakirov R. Water Exchange of Nontidal Estuarine Coastal Vistula Lagoon with the Baltic Sea // Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. — 2021. — Vol. 147, no. 4. — DOI: [10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000633](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000633).
- Chubarenko B. V., Chubarenko I. P. The transport of Baltic water along the deep channel in the Gulf of Kaliningrad and its influence on fields of salinity and suspended solids // Proceedings of the Baltic Marine Science Conference 22-26 October 1996. — ICES Cooperative research report No. 257, 2003. — P. 151–156.
- Dabuleviciene T., Vaiciute D., Kozlov I. E. Chlorophyll-a Variability during Upwelling Events in the South-Eastern Baltic Sea and in the Curonian Lagoon from Satellite Observations // Remote Sensing. — 2020. — Vol. 12, no. 21. — P. 3661. — DOI: [10.3390/rs12213661](https://doi.org/10.3390/rs12213661).
- Emelyanov E. M. The Barrier Zones in the Ocean. — Springer-Verlag, 2005. — 632 p. — DOI: [10.1007/b137218](https://doi.org/10.1007/b137218).
- Gasiunaite Z. R., Cardoso A. C., Heiskanen A. S., et al. Seasonality of coastal phytoplankton in the Baltic Sea: Influence of salinity and eutrophication // Estuarine, Coastal and Shelf Science. — 2005. — Vol. 65, no. 1/2. — P. 239–252. — DOI: [10.1016/j.ecss.2005.05.018](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.05.018).
- Korobchenkova K. D., Aleksandrov S. V., Semenova A. S., et al. Influence of Hydrometeorological Conditions on the Plankton Distribution in the Estuary of the Pregolya River and the Coastal Part of the Baltic Sea // Oceanology. — 2023. — Vol. 63, S1. — P. 188–201. — DOI: [10.1134/s0001437023070068](https://doi.org/10.1134/s0001437023070068).
- Kudryavtseva E. A., Aleksandrov S. V. Hydrological and Hydrochemical Underpinnings of Primary Production and Division of the Russian Sector in the Gdansk Basin of the Baltic Sea // Oceanology. — 2019. — Vol. 59, no. 1. — P. 49–65. — DOI: [10.1134/S0001437019010077](https://doi.org/10.1134/S0001437019010077).
- Lavrova O., Krayushkin E., Golenko M., et al. Effect of Wind and Hydrographic Conditions on the Transport of Vistula Lagoon Waters Into the Baltic Sea: Results of a Combined Experiment // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2016. — Vol. 9, no. 11. — P. 5193–5201. — DOI: [10.1109/JSTARS.2016.2580602](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2580602).
- Lihan T., Saitoh S. I., Iida T., et al. Satellite-measured temporal and spatial variability of the Tokachi River plume // Estuarine, Coastal and Shelf Science. — 2008. — Vol. 78, no. 2. — P. 237–249. — DOI: [10.1016/j.ecss.2007.12.001](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.12.001).
- Osadchiev A., Sedakov R., Barymova A. Response of a Small River Plume on Wind Forcing // Frontiers in Marine Science. — 2021. — Vol. 8. — P. 809566. — DOI: [10.3389/fmars.2021.809566](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.809566).
- Osadchiev A. A., Zavialov P. O. Lagrangian model of a surface-advected river plume // Continental Shelf Research. — 2013. — Vol. 58. — P. 96–106. — DOI: [10.1016/j.csr.2013.03.010](https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.010).

- Saldias G. S., Sobarzo M., Largier J., et al. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery // *Remote Sensing of Environment*. — 2012. — Vol. 123. — P. 220–233. — DOI: [10.1016/j.rse.2012.03.010](https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.010).
- Stont Z. I., Bobykina V. P., Ulyanova M. O. "Diving" cyclones and consequences of their impact on the coasts of the South-Eastern Baltic Sea // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2023. — DOI: [10.2205/2023ES000827](https://doi.org/10.2205/2023ES000827).
- Svendsen L., Gustafsson B., Sonesten L., et al. Input of nutrients by the seven biggest rivers in the Baltic Sea region in 1995–2017. — *Baltic Sea Environment Proceedings No.178*. HELCOM, 2021. — 24 p.
- Thomas A., Weatherbee R. A. Satellite-measured temporal variability of the Columbia River plume // *Remote Sensing of Environment*. — 2006. — Vol. 100, no. 2. — P. 167–178. — DOI: [10.1016/j.rse.2005.10.018](https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.018).
- Vaiciute D., Bresciani M., Matta E., et al. Variability of bio-optical parameters of the SE Baltic Sea coastal waters based on in situ and satellite data // *ESA Living Planet Symposium*. — ESA, 2013. — P. 11.
- Zu T., Wang D., Gan J., et al. On the role of wind and tide in generating variability of Pearl River plume during summer in a coupled wide estuary and shelf system // *Journal of Marine Systems*. — 2014. — Vol. 136. — P. 65–79. — DOI: [10.1016/j.jmarsys.2014.03.005](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.03.005).

ASSESSMENT OF SPATIAL DISTRIBUTION OF WATER DISCHARGE FROM THE KALININGRAD LAGOON AND THE PREGOLYA RIVER (THE BALTIC SEA) BASED ON SATELLITE MONITORING

K. D. Korobchenkova^{*,1,2}  and M. O. Ulyanova^{1,2} 

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

****Correspondence to:** Kseniia Korobchenkova, korobchenkova14@mail.ru

In the context of high anthropogenic pressure and eutrophication of the waters in the southeastern Baltic Sea, it is important to monitor the plume of highly productive waters from the Kaliningrad Lagoon through the Baltic Strait. Seasonal and interannual variability in plume propagation was estimated using satellite data from January 2020 to October 2024, and was then compared with expeditionary salinity measurements. The plume area was largest during the flood period (February–March) and the summer period (June–July), when strong winds contributing to plume dissipation were absent. Analysis of wind conditions and plume movement direction showed that, in most cases, the plume propagates along the coast to the northeast towards Cape Taran, predominantly in response to southwest and southeast winds. In autumn, dominant westerly winds press the plume to the coast. The hydrophysical structure of the plume corroborates the findings derived from satellite data.

Keywords: satellite monitoring, plume, wind conditions, south-eastern part of the Baltic Sea, the Kaliningrad Lagoon.

Citation: Korobchenkova, K. D. and M. O. Ulyanova (2025), Assessment of Spatial Distribution of Water Discharge from the Kaliningrad Lagoon and the Pregolya River (the Baltic Sea) Based on Satellite Monitoring, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4002, <https://doi.org/10.2205/2025ES001036>, EDN: TDNMGK

Received: September 26, 2024

Accepted: June 11, 2025

Published: June 24, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Bajkiewicz-Grabowska E., Zalewski M., Kobusińska M. E., et al. The seasonal structure of contributors to the discharge of the Vistula River to the Baltic Sea // *Technology Wody*. — 2019. — No. 6. — P. 8–15. — (In Polish).
- Bashirova L., Sivkov V., Ulyanova M., et al. Climate and environmental monitoring of the Baltic Sea: General principles and approaches // *Reliability: Theory & Applications*. — 2023. — Vol. 18. — P. 164–171. — DOI: [10.24412/1932-2321-2023-575-164-171](https://doi.org/10.24412/1932-2321-2023-575-164-171).
- Boskachev R. V., Chubarenko B. V. Analysis of the variability of hydrological characteristics at the mouth section of the Pregolya River (Southeast Baltic) // *Hydrometeorology and Ecology*. — 2022. — No. 69. — P. 644–674. — DOI: [10.33933/2713-3001-2022-69-644-674](https://doi.org/10.33933/2713-3001-2022-69-644-674). — (In Russian).
- Chubarenko B., Zakirov R. Water Exchange of Nontidal Estuarine Coastal Vistula Lagoon with the Baltic Sea // *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*. — 2021. — Vol. 147, no. 4. — DOI: [10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000633](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000633).
- Chubarenko B. V., Chubarenko I. P. The transport of Baltic water along the deep channel in the Gulf of Kaliningrad and its influence on fields of salinity and suspended solids // *Proceedings of the Baltic Marine Science Conference 22-26 October 1996*. — ICES Cooperative research report No. 257, 2003. — P. 151–156.
- Dabuleviciene T., Vaiciute D., Kozlov I. E. Chlorophyll-a Variability during Upwelling Events in the South-Eastern Baltic Sea and in the Curonian Lagoon from Satellite Observations // *Remote Sensing*. — 2020. — Vol. 12, no. 21. — P. 3661. — DOI: [10.3390/rs12213661](https://doi.org/10.3390/rs12213661).
- Emelyanov E. M. *The Barrier Zones in the Ocean*. — Springer-Verlag, 2005. — P. 632. — DOI: [10.1007/b137218](https://doi.org/10.1007/b137218).

- ESIMO. Oceanographic Data Center of the Federal State Budgetary Institution VNIIGMI-MCD. — 1999. — URL: <http://portal.esimo.ru/portal/> ; (visited on 05/12/2024) ; (in Russian).
- Gasiunaite Z. R., Cardoso A. C., Heiskanen A. S., et al. Seasonality of coastal phytoplankton in the Baltic Sea: Influence of salinity and eutrophication // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2005. — Vol. 65, no. 1/2. — P. 239–252. — DOI: [10.1016/j.ecss.2005.05.018](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.05.018).
- Ginzburg A. I., Bulycheva E. V., Kostyanoy A. G., et al. On the role of vortices in the transport of oil pollution in the southeastern Baltic Sea (according to satellite monitoring) // *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. — 2015. — Vol. 12, no. 3. — P. 149–157. — EDN: [UAFZCR](https://www.edn.ru/edn.nsf/00000000000000000000000000000000?OpenDocument) ; (in Russian).
- Gordeev V. V. River runoff into the ocean and its geochemical features. — Moscow : Nauka, 1983. — P. 152. — (In Russian).
- Korobchenkova K. D., Aleksandrov S. V., Semenova A. S., et al. Influence of Hydrometeorological Conditions on the Plankton Distribution in the Estuary of the Pregolya River and the Coastal Part of the Baltic Sea // *Oceanology*. — 2023. — Vol. 63, S1. — P. 188–201. — DOI: [10.1134/s0001437023070068](https://doi.org/10.1134/s0001437023070068).
- Kudryavtseva E. A., Aleksandrov S. V. Hydrological and Hydrochemical Underpinnings of Primary Production and Division of the Russian Sector in the Gdansk Basin of the Baltic Sea // *Oceanology*. — 2019. — Vol. 59, no. 1. — P. 49–65. — DOI: [10.1134/S0001437019010077](https://doi.org/10.1134/S0001437019010077).
- Lavrova O., Krayushkin E., Golenko M., et al. Effect of Wind and Hydrographic Conditions on the Transport of Vistula Lagoon Waters Into the Baltic Sea: Results of a Combined Experiment // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. — 2016a. — Vol. 9, no. 11. — P. 5193–5201. — DOI: [10.1109/JSTARS.2016.2580602](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2580602).
- Lavrova O. Yu., Krayushkin E. V., Soloviev D. M., et al. Influence of wind and hydrodynamic processes on propagation of the vistula lagoon waters into the Baltic sea // *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. — 2014. — Vol. 11, no. 4. — P. 76–99. — EDN: [TJEKWP](https://www.edn.ru/edn.nsf/00000000000000000000000000000000?OpenDocument) ; (in Russian).
- Lavrova O. Yu., Mityagina M. I., Kostyanoy A. G. Satellite methods for detecting and monitoring marine zones of ecological risk. — Moscow : IKI RAS, 2016b. — P. 334. — EDN: [XXTFLN](https://www.edn.ru/edn.nsf/00000000000000000000000000000000?OpenDocument) ; (in Russian).
- Lazarenko N. N., Mayevsky A. Hydrometeorological regime of the Vistula Lagoon. — Leningrad : Hydrometeoizdat, 1971. — P. 279. — (In Russian).
- Lihan T., Saitoh S. I., Iida T., et al. Satellite-measured temporal and spatial variability of the Tokachi River plume // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. — 2008. — Vol. 78, no. 2. — P. 237–249. — DOI: [10.1016/j.ecss.2007.12.001](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.12.001).
- Lisitsyn A. R. A marginal filter of the oceans // *Okeanologiya*. — 1994. — Vol. 34, no. 5. — P. 735–747. — EDN: [YJGOHJ](https://www.edn.ru/edn.nsf/00000000000000000000000000000000?OpenDocument) ; (in Russian).
- Mityagina M. I., Lavrova O. Yu., Zhadanova P. D. The influence of hydrodynamic processes on the distribution of Vistula river waters in the gulf of Gdansk as seen in remote sensing data // *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. — 2024. — Vol. 21, no. 4. — P. 237–250. — DOI: [10.21046/2070-7401-2024-21-4-237-250](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-4-237-250). — (In Russian).
- Nazirova K. R., Krayushkin E. V. Monitoring the spread of the Kaliningrad Bay waters in the Gulf of Gdansk (South-East Baltic) // *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. — 2021. — Vol. 18, no. 2. — P. 271–284. — DOI: [10.21046/2070-7401-2021-18-2-271-284](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-271-284). — (In Russian).
- Osadchiv A., Sedakov R., Barymova A. Response of a Small River Plume on Wind Forcing // *Frontiers in Marine Science*. — 2021. — Vol. 8. — P. 809566. — DOI: [10.3389/fmars.2021.809566](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.809566).
- Osadchiv A. A., Zavialov P. O. Lagrangian model of a surface-advected river plume // *Continental Shelf Research*. — 2013. — Vol. 58. — P. 96–106. — DOI: [10.1016/j.csr.2013.03.010](https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.010).
- Polunina Yu. Yu., Stont Zh. I. Wind effect on zooplankton distribution in the estuary of the Pregolya River (the Baltic Sea basin) after technogenic transformation of its riverbed // *Marine Biological Journal*. — 2022. — Vol. 7, no. 1. — P. 78–92. — DOI: [10.21072/mbj.2022.07.1.07](https://doi.org/10.21072/mbj.2022.07.1.07). — (In Russian).
- Raspisaniye pogody LLC. Weather in 240 countries of the world. Weather archive in Baltiysk. — 2004. — (visited on 06/13/2024) ; (in Russian). <https://rp5.ru/>.
- Saldias G. S., Sobarzo M., Largier J., et al. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery // *Remote Sensing of Environment*. — 2012. — Vol. 123. — P. 220–233. — DOI: [10.1016/j.rse.2012.03.010](https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.010).
- Shchegolikhina M. S., Lavrova O. Yu. Monitoring of river and bay discharges with the help of satellite images of visible range // *Herald of Tver State University. Series: Geography and Geoecology*. — 2018. — No. 3. — P. 180–191. — DOI: [10.26456/2226-7719-2018-3-180-191](https://doi.org/10.26456/2226-7719-2018-3-180-191). — EDN: [YUNIRF](https://www.edn.ru/edn.nsf/00000000000000000000000000000000?OpenDocument) ; (in Russian).

- Stont J. I., Navrotskaya S. E., Chubarenko B. V. Long-Term Tendencies in Variations of Hydro-Meteorological Characteristics in Kaliningrad Oblast // Journal of Oceanological Research. — 2020. — Vol. 48, no. 1. — P. 45–61. — DOI: [10.29006/1564-2291.JOR-2020.48\(1\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(1).3). — (In Russian).
- Stont Z. I., Bobykina V. P., Ulyanova M. O. "Diving" cyclones and consequences of their impact on the coasts of the South-Eastern Baltic Sea // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023. — ES2001. — DOI: [10.2205/2023ES000827](https://doi.org/10.2205/2023ES000827).
- Svendsen L., Gustafsson B., Sonesten L., et al. Input of nutrients by the seven biggest rivers in the Baltic Sea region in 1995–2017. — Baltic Sea Environment Proceedings No.178. HELCOM, 2021. — P. 24.
- The Copernicus Climate Change Service. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. — 2014. — (visited on 06/10/2024). <https://cds.climate.copernicus.eu/>.
- Thomas A., Weatherbee R. A. Satellite-measured temporal variability of the Columbia River plume // Remote Sensing of Environment. — 2006. — Vol. 100, no. 2. — P. 167–178. — DOI: [10.1016/j.rse.2005.10.018](https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.018).
- Vaiciute D., Bresciani M., Matta E., et al. Variability of bio-optical parameters of the SE Baltic Sea coastal waters based on in situ and satellite data // ESA Living Planet Symposium. — ESA, 2013. — P. 11.
- Zu T., Wang D., Gan J., et al. On the role of wind and tide in generating variability of Pearl River plume during summer in a coupled wide estuary and shelf system // Journal of Marine Systems. — 2014. — Vol. 136. — P. 65–79. — DOI: [10.1016/j.jmarsys.2014.03.005](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.03.005).

PETROPHYSICAL PROPERTIES OF ROCKS OF THE NORTHERN LADOGA

Y. V. Taran^{*1}  and I. M. Aleshin^{1,2} 

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Geophysical Center of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Yana Taran, taran@ifz.ru.

Abstract: Northern Ladoga is a region of Southeastern Fennoscandia with complex geological and tectonic structure. It is crossed by the Raakhe–Ladoga junction zone of the Karelian craton and the Svecofennian orogen. Analysis of existing data on the petrophysical properties of rocks in the region was carried out as part of a complex geophysical modelling of Northern Ladoga. Based on these data, a summary table of the properties of the rocks of the Northern Ladoga region was compiled using modern geological maps.

Keywords: Fennoscandia, Northern Ladoga, petrophysical properties, Raakhe–Ladoga zone.

Citation: Taran, Y. V. and I. M. Aleshin (2025), Petrophysical Properties of Rocks of the Northern Ladoga, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4003, EDN: ILJGBB, <https://doi.org/10.2205/2025es001022>

1. Introduction

Structure of evolution of Precambrian complexes is one of the main problems of modern geology. Southeastern Fennoscandia is the largest area of basement rocks outcrop in Russia. It has been of particular interest for geological and geophysical research since the 1940s to the present day.

The territory of the Northern Ladoga region consists of tectonic structures of various composition and genesis. The southeastern part belongs to the Late Paleoproterozoic intracontinental orogen, the South Finland granulite belt, containing shales and gneisses of granulite and amphibolite facies with the presence of sulfides and carbon. The North-western – the Raakhe–Ladoga zone of junction of the epi-Archean Fenno-Karelian Craton and the Paleoproterozoic Svecofennian [Proterozoic. . . , 2020] This tectonic seam within the Northern Ladoga Region is also known as the Meyeri thrust zone [Baltybaev and Vivdich, 2021]. It has a length of about 40 km and a width of up to 20 km. Its complex structure is characterized by alternation of gneisses, migmatites, and crystalline schists erupted by numerous Archean granite-gneiss domes and Proterozoic intrusions [Morozov et al., 2024].

The complex structure of the region is clearly manifested in the form of contrasting anomalies of the geophysical fields. Regional and local geophysical research in the Northern Ladoga region has been conducted since the middle of the 20th century. One of the most notable results of recent years is the MT/MV soundings profile Vyborg–Suoyarvi [Sokolova et al., 2016]. In 2025 researchers from Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS are planning an aeromagnetometric UAV survey along the part of this profile crossing the Raakhe–Ladoga zone. Geological and geophysical model of this area will be built based on these results and other previous geophysical studies, including a regional map of gravitational anomalies. Thus, in order to solve this problem, it became necessary to create a unified database of petrophysical properties of rocks of the Northern Ladoga region.

2. History of studying the petrophysical properties of rocks in Southeastern Fennoscandia

Today, despite the long history of studying the east of the Fennoscandian Shield, petrophysical data on the rocks of the Ladoga region are quite limited. This is due to the fact that the main attention of researchers was previously focused on the more developed

RESEARCH ARTICLE

Received: May 19, 2025

Accepted: June 20, 2025

Published: June 30, 2025



Copyright: © 2025. The Authors.

This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

minerogenic areas of the northeast of the region [Goev *et al.*, 2023]. In addition, the process of regular sampling of rocks in this shield area is difficult due to the increased spread and thickness of sedimentary and fluvio-glacial rocks, as well as the large areas of the lakes. The results of systematic petrophysical research conducted in the Russian part of Fennoscandia since the early 60s, mainly by the forces of VSEGEI, IFZ RAS, geological institutes of the Karelian and Kola Scientific Centers of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg State University have been presented, for example, in publications [Geophysical. . ., 1968; Golod *et al.*, 1979; Petrophysics. . ., 1986; Stepanov *et al.*, 2013].

Over the following decades, the knowledge about physical properties and composition of Fennoscandian rocks was supplemented and analyzed by many researchers. One of the most significant in the framework of generalizing tasks are the works of Kischenko and Grishin [1991] and Grishin [1990] on the southeastern part of the shield. Also, the GGUP «Mineral» created a digital database for all samples taken at different times in the territory of Karelia. However, it covers only certain areas that were important for solving geological exploration tasks, and leaves a lot of blind spots for continuing systematic petrophysical research of the remaining territories of the eastern part of the shield.

The key stages in the further history of studying the physical properties and composition of rocks in this region were the construction of the Kola superdeep and Onega parametric wells [Onega. . ., 2011; Zhamaletdinov, 2020]

The petrophysical maps compiled under the guidance of N. B. Dortman [Petrophysical. . ., 1980] are still used today as the most complete generalization of the information obtained on the magnetic and density parameters of the rocks of Russian part of Fennoscandia.

N. B. Dortman's petrophysical maps were based on the materials of a long-term study of more than 200,000 rock samples from the eastern part of the shield. In addition, calculated data on the magnetization of rocks from maps of the anomalous magnetic field were used. Map legends distinguish petrophysical groups within geological formations according to the variation of the mineral or chemical composition of rocks and the percentage of rock-forming minerals.

3. Block structure of the Fennoscandian Shield according to petrophysical data

N. B. Dortman in [Petrophysical. . ., 1980] identifies crust blocks based on the differentiability of the physical properties of rocks due to the peculiarities of the manifestation of mantle and crustal movements and thermodynamic regimes. The petrophysical zoning of the shield proposed by the authors largely coincides with the generally accepted tectonic one. According to the set of petrophysical parameters, five megablocks were identified: Murmansk, Kola, Belomorsky, Karelian and Ladoga. Within the megablocks, large Archean blocks and troughs, Early Proterozoic trough structures and synclinal zones are clearly distinguished by the difference in density and magnetic characteristics. The border between the southwestern part of the Karelian and Ladoga blocks runs through the territory of Northern Ladoga region. Unfortunately, in N. B. Dortman's work, due to the limited amount of field data available to the authors, the Ladoga block of interest is characterized and dissected noticeably weaker than the others.

N. N. Kolesnik highlights another, more detailed scheme of the block structure of South Karelia in accordance with petrophysical parameters and the nature of geophysical fields in his work [Kolesnik, 1984]. He concludes that there are arched uplifts of the Moho surface up to 30–35 km within the Ladoga and Onega megablocks, suggesting further division of the latter into smaller, submerged or lowered blocks. On the territory of Ladoga region, these are: Salminsky and Vyborsky blocks of sialic type, with a thick granite layer of potassium granite massifs, including rapakivi $\sigma = 2.55\text{--}2.65\text{ g/cm}^3$; the Ladoga block of the femic type, characterized by crustal basification and a reduced granite layer of the diorite-enderbite series with $\sigma = 2.75\text{--}2.85\text{ g/cm}^3$; the Suoyarvi block of long-term uplift with a thick granite layer $\sigma = 2.58\text{--}2.62\text{ g/cm}^3$. According to N. N. Kolesnik, this structure

is confirmed by the sharp contrast of alternating positive and negative anomalies of the gravitational field and the presence of large magnetic anomalies of high intensity.

Cluster correlation analysis of anomalous components of potential fields based on 1:1,000,000 scale maps in the GISIntegro system allowed to identify 4 characteristic clusters. According to the designations in Figure 1: (1) – areas of weak negative gravitational anomalies and strong magnetic ones created by rocks of Archean tonalite complexes, heavily processed in the Proterozoic; biotite gneisses, karelian crystal shales; (2) – positive gravitational anomalies and weakly negative magnetic ones caused by gabbrodiorites and karelian potassium-granite complexes; Ludikovian volcanogenic-sedimentary rocks; (3) – strong magnetic anomalies against the background of zero gravitational effect, confined to granite and granulite karelian and metamorphosed quartzites of earlier age; (4) – weak negative magnetic and gravitational effects are observed in Archean granites and plagiogranites, as well as various rocks of Karelian age: granodiorites, monzodiorites, gabbro et al.

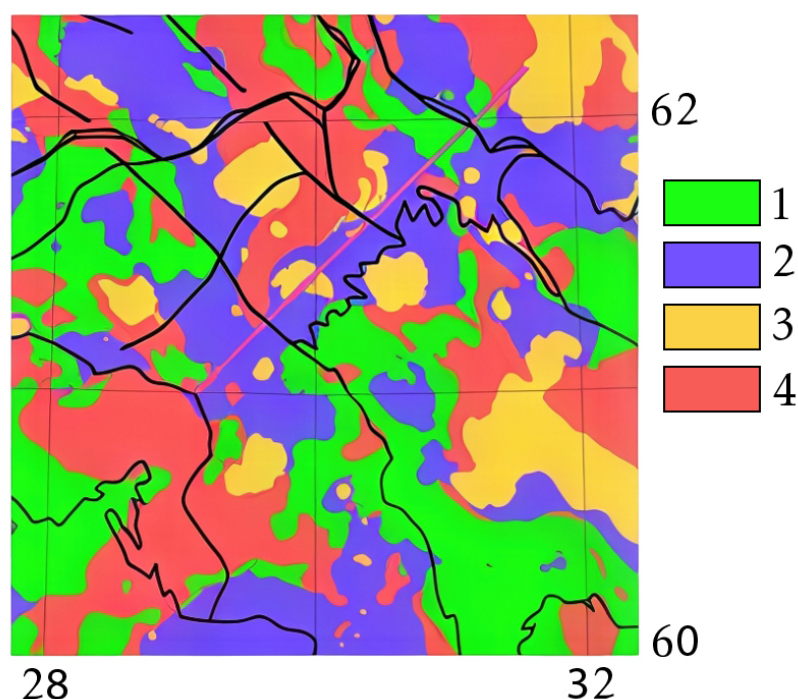


Figure 1. Cluster analysis of magnetic and gravitational anomalous fields on a scale of 1:1,000,000. The boundaries of Lake Ladoga and the tectonic and rock complexes are plotted according to [Mints *et al.*, 2020]. The clusters are described in the text of the article.

4. Petrophysical properties of rocks of the Northern Ladoga region

The patterns of formation of petrophysical groups in mapping differ to varying degrees from the patterns of actual changes in the physical properties of rocks. Therefore, the petrophysical groups identified by researchers can be characterized by fairly wide ranges of changes in magnetic susceptibility and density. Therefore, as N. B. Dortman warns, the averaging of physical characteristics over rock complexes can often be the reason for the apparent discrepancy between geological maps and maps of geophysical fields. Local gravitational and magnetic anomalies may be mistakenly attributed to deeper levels, while in reality they are caused by lateral changes in physical properties within the same group. On the other hand, the presence of structural blocks of various compositions with a high contrast of petrophysical parameters within a single geophysical anomaly may indicate the depth of the sources of the anomaly. Therefore, when conducting geological and geophysical modeling, it is extremely important to take into account both a priori literature information and measurements on field samples.

An analysis of the literature data on the physical properties of rocks in Ladoga region made it possible to compile summary working tables of the physical properties of rocks in the Ladoga region. This work is based on petrophysical and petromagnetic maps edited by N. B. Dortman, compared with modern geological concepts of the geological structure of the region [Kulikov *et al.*, 2017] and supplemented by these sources.

Table 1. Summary table of the properties of rocks in the Northern Ladoga region in accordance with the petromagnetic and petrodense maps [Petrophysical. . ., 1980] with the use of other research results and modern ideas about the geological structure of the region [Kulikov *et al.*, 2017]. ρ – resistivity, χ – magnetic susceptibility, σ – density

		Rock types	Petrophysical properties		
			ρ , Ω m	χ , 10^{-5}	σ , g/cm ³
PR	Upper Riphean	Tagamites	50–400	0–40	2.7–2.75
	Lower Riphean	Rapakivi granite, wiborgite	1000–10,000	0–40	2.55–2.65
	Vepse	Montzogabbro, syenites, granites, potassic ultrabasites	5000–10,000	240–550	2.6–2.65
		Biotite gneiss, crystalline schist	1000–5000	0–40	2.6–2.65
		Potassic granites	1000–10,000	600–1200	2.7–2.8
		Enderbites, charnokite, granulites	5000–20,000	1200–2400	2.7–2.75
		Diorites, gabbrodiorite, tonalites	5000–20,000	240–550	2.85–2.9
		Monzodiorites,granodiorites, granites	5000–20,000	0–120	2.6–2.7
	Kalevi	Tonalites, diorites, gabbro-diorites	6000–20,000	1200–2400	2.8–2.85
		Montzodiorite, gabbro, pyroxenites	5000–10,000	0–120	2.65–2.7
		Granite, migmatite-granite, gneissogranite	10,000–20,000	120–550	2.65–2.75
		Quartzites, sandstones, and their metamorphic rocks	1200–3000	10–1400	2.6–2.65
	Lyudikovian	Undifferentiated volcanic-sedimentary rocks	0–500	40–120	2.9–2.95
	Yatulian	Anhydrite-magnesite	10,000–100,000	0–100	2.9
		Dolomite, sandy dolomite	1000–10,000	0–100	2.82–2.9
		Archean complexes, intensively processed in the Paleoproterozoic, tonalites, granodiorites	3000–10,000	0–40	2.6–2.65
AR	Neoarchean	Ferruginous quartzites	10–200	40–120	2.65–3
	Mesoarchean	Tonalites, granodiorites	6000–20,000	0–120	2.6–2.7
		Diorites, tonalites, magmatic-plagiogranites	1000–10,000	0–120	2.6–2.65
		Phyllites, sulfidized rocks, graphitized rocks	10–100	3–128	2.6–3

5. Conclusion

Petrophysical studies of the Northern Ladoga region in Fennoscandia have a long history. In the 20th century, significant data was accumulated on measurements of rock samples. However, due to the limited possibilities for sampling and the concentration of attention on metallogenic sites, it is still quite limited. Nevertheless, the available data allowed to compile a fairly complete table of the characteristic values of petrophysical properties for all stratigraphic units.

These data will help not only to more accurately solve inverse problems and build starting models. Thanks to the available petromagnetic and petrodensity maps and models of block structure, it is possible to carry out a more accurate separation of structures in the geological interpretation of the obtained geophysical models.

Additional sampling of the studied structures may be required to refine and expand the database of petrophysical properties, in particular, to build a complex geophysical model along the Vyborg-Suoyarvi profile.

Acknowledgments. This work was conducted in the framework of budgetary funding of the Geophysical Center of RAS and Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, adopted by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

References

- Baltybaev Sh. K. and Vividich E. S. Evolution of the Meyer Thrust Zone of the Northern Ladoga Region (Republic of Karelia, Northwest Russia): PT Conditions for the Formation of Mineral Parageneses and Geodynamic Reconstructions // *Geotectonics*. — 2021. — Vol. 55, no. 4. — P. 502–515. — DOI: [10.1134/S0016852121040038](#).
- Geophysical studies of Precambrian formations of Karelia / ed. by M. I. Golod. — Petrozavodsk : Karelian Book Publishing House, 1968. — P. 100. — (In Russian).
- Goev A., Fedorov A., Fedorov I., et al. The Present State of the Kola Peninsula Broadband Seismic Network // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2023. — ES6003. — DOI: [10.2205/2023es000872](#).
- Golod M. I., Klubukov B. N. and Grishin A. S. Electrical conductivity of Karelian rocks // *Petrophysical studies of the Karelo-Kola region*. — Petrozavodsk : Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, Institute of Geology, 1979. — P. 124–134. — (In Russian).
- Grishin A. S. Geoblocks of the Baltic Shield. — Petrozavodsk : Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, Institute of Geology, 1990. — P. 112. — (In Russian).
- Kischenko N. T. and Grishin A. S. Petrophysics of structural and material complexes of the southeastern part of the Baltic Shield. — Petrozavodsk : KarSC RAS, 1991. — P. 70. — (In Russian).
- Kolesnik N. N. Typification of block structures in South Karelia based on the analysis of geophysical and petrophysical data // *Petrophysical studies on shields and platforms*. — Apatity : AS USSR, 1984. — P. 97–100. — (In Russian).
- Kulik V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., et al. Geological map of Southeastern Fennoscandia (scale 1:750,000): A new approach to map compilation // *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*. — 2017. — No. 02. — P. 3–41. — DOI: [10.17076/geo444](#). — (In Russian).
- Mints M. V., Glaznev V. N., Muravina O. M., et al. 3D model of Svecofennian Accretionary Orogen and Karelia Craton based on geology, reflection seismics, magnetotellurics and density modelling: Geodynamic speculations // *Geoscience Frontiers*. — 2020. — Vol. 11, no. 3. — P. 999–1023. — DOI: [10.1016/j.gsf.2019.10.003](#).
- Morozov Yu. A., Terekhov E. N., Matveev M. A., et al. Sheeted Intrusions in the Svecokareliides of the Ladoga Region: Structural Control, Petrogenesis, Geochemical Analysis of Rocks, and Geodynamic Setting // *Geotectonics*. — 2024. — Vol. 58, no. 6. — P. 575–610. — DOI: [10.1134/S0016852124700419](#).
- Onega Paleoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure and minerageny) / ed. by L. V. Glushanin, N. V. Sharov and V. V. Shchiptsov. — Petrozavodsk : KaSC RAS, 2011. — P. 431. — EDN: [QKKKSZ](#); (in Russian).
- Petrophysical maps of geological formations of the eastern part of the Baltic Shield (petrodense and petromagnetic). Explanatory note to 1:1,000,000 scale maps / ed. by N. B. Dortman and M. Sh. Magid. — Leningrad : Aerologiya, 1980. — (In Russian).
- Petrophysics of ancient formations / ed. by V. A. Turemnov. — Apatity : Kola Branch of the USSR Academy of Sciences, 1986. — P. 113. — (In Russian).
- Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis) / ed. by N. V. Sharov. — Petrozavodsk : KarSC RAS, 2020. — P. 434. — (In Russian).
- Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S., Kovtun A. A., et al. Results of synchronous magnetotelluric and magnetovariational soundings in the area of Ladoga conductivity anomaly // *Journal of Geophysics*. — 2016. — No. 1. — P. 48–61. — EDN: [VOITNT](#); (in Russian).
- Stepanov K. I., Sanin D. M. and Sanina G. N. State Geological Map of the Russian Federation scale 1:200,000, second edition, Karelian series sheets P-35-XXIV, P-36-XIX. — Moscow : VSEGEI, 2013. — P. 230. — (In Russian).
- Zhamaletdinov A. A. Fiftieth Anniversary of the Kola SG-3 Superdeep Borehole // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2020. — Vol. 56, no. 11. — P. 1401–1422. — DOI: [10.1134/S0001433820110110](#).

ON AN APPROACH TO ZONING RISKS OF GROUNDWATER PROTECTIVE LAYER FAILURE BASED ON A SET OF GEOPHYSICAL AND GEOTECHNICAL CHARACTERISTICS

I. V. Losev¹ , A. A. Baryakh² , A. V. Evseev² , A. A. Kamaev¹ , I. A. Zhukova³ ,
A. I. Manevich¹ , R. V. Shevchuk¹ , and D. Zh. Akmatov¹ 

¹ Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences (GC RAS), Moscow, Russia

² Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Russia

³ PJSC "Uralkali", Berezniki, Perm Region, Russia

* **Correspondence to:** Ilya Losev, i.losev@gcras.ru

Abstract: The Verkhnekamsk potassium-magnesium salt deposit (VKSD) is one of the largest in the world. The primary challenge in underground salt mining is maintaining the integrity of the groundwater protective layer, which separates the mined seams from aquifers. In this context, the Verkhnekamsk deposit is mined using a chamber system room-and-pillar method, ensuring the stability of the protective layer through inter-chamber pillars. This paper presents the results of a preliminary analysis of the geological and mining conditions in one of the mines of the Verkhnekamsk deposit. The procedure for forming the initial data set is discussed. Test calculations based on a limited data set were performed, demonstrating the potential of combining artificial neural network algorithms and discrete mathematical analysis. The results achieved on the formed dataset successfully identified hazard classes. Thus, it can be concluded that this technology is fundamentally effective for assessing the risk of groundwater protective layer failure. The proposed approach establishes links between phenomena, their associated risks, and the deformations of underground workings and the Earth's surface, enabling proactive measures to protect mines from flooding.

Keywords: geodynamic zoning, systems analysis, discrete mathematical analysis, groundwater protective layer, Verkhnekamsk potassium-magnesium salt deposit.

Citation: Losev, I. V., A. A. Baryakh, A. V. Evseev, A. A. Kamaev, I. A. Zhukova, A. I. Manevich, R. V. Shevchuk, and D. Zh. Akmatov (2025), On an Approach to Zoning Risks of Groundwater Protective Layer Failure Based on a Set of Geophysical and Geotechnical Characteristics, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4004, EDN: SMDOXS, <https://doi.org/10.2205/2025es001015>

RESEARCH ARTICLE

Received: February 19, 2025

Accepted: May 26, 2025

Published: July 3, 2025



Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

The Verkhnekamsk potassium-magnesium salt deposit (VKSD) is one of the largest salt deposits in the world. The explored thickness of the potassium-magnesium salts extends over an area of 135 by 40 kilometers. The primary challenge in underground salt mining is maintaining the integrity of the rock layer located between the roof of the upper mined seam and the base of the aquifer, which is referred to as the groundwater protective layer (GWPL). A breach of the groundwater protective layer can result in underground water ingress into the mine workings, dissolution of salt rocks, and the collapse of the mine, leading to significant economic and environmental damage. Mining operations at VKSD, as well as most potassium-magnesium salt deposits, are conducted using a chamber system room-and-pillar method, leaving inter-chamber pillars to ensure the stability of the groundwater protective layer and to protect structures on the surface. However, during ore extraction, these pillars undergo deformation, resulting in the formation of subsidence troughs on the surface. All of this indicates the presence of anthropogenic stress on the layers of the groundwater protective layer and the potential risk of its integrity being compromised. For instance, out of the seven mines developed within VKSD, two (BKPRU-3

and BKPRU-1) have been flooded due to water breakthroughs in 1986 and 2006. The hazardous consequences of mine flooding also include surface subsidence, which occurs during and after the breakthrough of water into the mine workings.

Studies on the safety of mining operations at the VKSD indicate that the methods for protecting the groundwater protective layer recommended by current regulatory documents cannot be effectively implemented in the presence of “anomalous zones” within the groundwater protective layer. These are zones where geological characteristics differ significantly from those of adjacent areas of the rock mass. The work by Zubov *et al.* [2019] emphasizes that the most hazardous anomalous zones are those characterized by changes in the structure, composition, and strength properties of the groundwater protective layer rocks, including zones located above the edges of the mined-out areas. The challenge of ensuring safe mining conditions beneath the groundwater protective layer is exacerbated by the lack of complete and reliable data on the size and location of such zones during the planning stage. Several studies [Owoseni *et al.*, 2013] highlight the critical role of various mathematical methods for analyzing geospatial data in identifying such zones.

The assessment of the impact of mining operations on the groundwater protective layer is based on the observation that water-conducting fractures within the layer emerge due to the development of tensile deformations and shear stresses, which are typically concentrated at the edges of subsidence troughs [Baryakh, Gubanova, 2019]. This is a dynamically evolving process associated with the progression of mining fronts. Areas with high gradients of geological and geophysical data and their spatial-temporal distribution characteristics, such as linear features, offsets, and others, can serve as indicators of hazardous deformations and the risk of through fractures forming in the groundwater protective layer. This is analogous to the maximum subsidence values and the length of the edge part of the subsidence trough [Baryakh, Samodelkina, 2018].

Studies [Baryakh, Samodelkina, 2012; Kudryashov *et al.*, 2004] note that the prerequisites for surface subsidence following complete flooding of a mine include a combination of the following factors: a high gradient of surface subsidence (exceeding 3–4%), a weakened zone in the suprasalt layer (4–6 times reduced in strength and deformation properties), and the presence of a dissolution cavity capable of accommodating the entire volume of collapsed rock. It follows that assessing the risk of groundwater protective layer failure requires considering two groups of factors: the characteristics of structurally weakened zones (areas with increased fracturing and anisotropy, rocks with low strength properties, soluble rocks, etc.) and mining parameters along with the response of the groundwater protective layer (high-gradient zones of displacement, deformation, and stress concentration). Identifying such features based on experimental data is characterized by an unknown, multidimensional, nonlinear relationship between input and output variables.

The risks associated with deposits, including salt deposits, have been the focus of extensive research. For instance, in [Baryakh *et al.*, 2021], tests on large salt rock samples were conducted to analyze the stability of inter-chamber pillars and assess the critical rate of their transverse deformation. Another study [Baryakh, Tenison, 2021] emphasizes that one of the most critical tasks in geomechanical support of mining operations is the accurate assessment of safe mining conditions for the groundwater protective layer. Recommendations include adopting the ratio of maximum subsidence to mining depth, which is directly proportional to the slope of the Earth's surface, as a generalized criterion for defining safe mining conditions for the groundwater protective layer.

Thus, the likelihood of crack formation in the mined rock mass is associated with the presence of “anomalous” zones of two genetic types:

1. Structurally weakened areas that originally existed in the geological section (zones with increased fracturing and anisotropy, rocks with low strength properties, soluble rocks, etc.).
2. Zones of anthropogenic deformation and displacement that serve as triggers for the formation of water-conducting channels, for example, in the edge parts of subsidence troughs.

In Earth sciences, graph theory is widely used as a method of systems analysis in geoinformatics, geology, quantitative geography, and landscape ecology [Phillips *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2020]. Several factors make graph theory particularly relevant to Earth sciences: the ability to work with large datasets (Big Data), its focus on spatial flows and interactions, and the growing attention to agent-based state models. Graph theory provides tools that facilitate the quantitative assessment of the properties and state of the studied natural-technical system.

One of the most powerful groups of data systems analysis methods in Earth sciences is machine learning methods and algorithms [Kolmogorov, 1957; Pedregosa *et al.*, 2012]. These are used to assess accident risks by jointly studying factors influencing the probability of occurrence, factors of environmental, population, and infrastructure vulnerability, as well as internal and external risk factors [Araujo *et al.*, 2011; Ibrahim, Bennett, 2014]. Algorithms such as Naive Bayes, Support Vector Machine, k -Nearest Neighbors, Decision Tree Bagging Random Forest, and Discriminant Analysis are utilized. The nonlinear nature of risk problems, combined with the high number of variables, justifies the use of machine learning methods to assess risk levels.

Thus, the purpose of this study is to present the results of a preliminary analysis of data from the Verkhnekamsk potassium-magnesium salt deposit using a neural network approach and the methodology of discrete mathematical analysis. Numerous examples of accidents involving water inflows into mines worldwide demonstrate that the improvement of mining methods does not entirely eliminate the possibility of surface water breakthroughs. In this regard, the development of effective methods for assessing hazards and the degree of risk of groundwater protective layer failure, along with the adoption of preventive mining measures based on these assessments, is a pressing issue for the VKSD and for salt deposits in general.

2. Materials and Methods

2.1. Methodology of Discrete Mathematical Analysis

The theoretical and practical aspects of Discrete Mathematical Analysis (DMA) for spatial data evaluation of the geodynamic hazards of structural-tectonic blocks are most comprehensively presented in the works of the Geophysical Center of the RAS [Agayan *et al.*, 2022; Gvishiani *et al.*, 2019a, 2021, 2019b]. Below, we outline their key principles. The identification of anomalous instability values within a set of geological and geophysical data fields is based on ranking the nodes of a finite two-dimensional grid to select the worst nodes. The article [Gvishiani *et al.*, 2021] introduces algorithms that account for various expert perspectives on specified functions, their properties, and dynamics, as well as on which nodes should be considered the “best”. The study employs the language of fuzzy sets and fuzzy logic, which offers significant advantages over classical sets and Boolean logic for conveying different expert interpretations of properties and processes in the geological environment. We apply this algorithm to address our zoning tasks. Assume that on the coordinate plane $\mathbb{R}^2(x_1, x_2)$, there is a region $\Pi = \{a \leq x_1 \leq b; c \leq x_2 \leq d\}$. For this region, a set of geological and geophysical fields \mathbf{F} consisting of mmm datasets is defined (in the form of digital maps of various parameters – geographical, geological, geophysical, geodynamic, economic, and others). The task is to evaluate the stability of the region Π based on the set of characteristics \mathbf{F} :

$$\mathbf{F} = \{f_1, \dots, f_m\},$$

$$f_i : \Pi \rightarrow \mathbb{R}; i = 1, \dots, m$$

or divide the region Π into relatively unstable (conditionally hazardous) and stable (conditionally safe) elements, i.e., effectively perform geodynamic zoning. A regular grid $W = W(h_1, h_2)$ with nodes w is defined within the region Π .

$$W = \left\{ w = (a + ih_1; c + jh_2) \left| \begin{array}{l} i = 0, \dots, N; h_1 = \frac{b-a}{N} \\ j = 0, \dots, M; h_2 = \frac{d-c}{M} \end{array} \right. \right\}.$$

Next, on the grid W , it is necessary to analyze the spatial distribution of the system of functions F in the vicinity of the node w . For this purpose, a fuzzy measure of activity μ_F , ranging from 0 to 1, is defined according to the rules described below.

Step 1. Calculation of the Dynamic Indicator

Each parameter f from the set F is a distribution function on the grid W . For each parameter f , a dynamic indicator D_f can be determined, which represents the functional characteristic of the measurement f . The value $D_f(w)$ is interpreted as a quantitative assessment of the behavior of the function f at the node $w \in W$, calculated according to specified rules. In terms of data analysis, the dynamic indicator $D_f(w)$ serves as a feature.

Step 2. Calculation of the Activity Measure of the Dynamic Indicator

For each dynamic indicator D_f , an activity measure (anomaly measure) μD_f is determined within the range from 0 to 1. This measure reflects the degree of expression of the property f at the node w , as defined by the indicator D_f . The activity measure μD_f is calculated from the dynamic indicator D_f within the framework of the discrete mathematical analysis methodology. The transition $D_f \rightarrow \mu D_f$ transforms the analysis of the measurement f into the language of fuzzy logic: the activity measures μD_f for different dynamic indicators D_f are fuzzy structures on the grid W and can be combined in any configurations and quantities using fuzzy logic operations and averaging.

Step 3. Calculation of the Integral Activity Measure μ_F

At the final step of the algorithm, all activity measures μD_f are combined into a single integral indicator μ_F . The combination formula is the arithmetic mean of all activity measures μD_f . Depending on the research objective, weighted coefficients for the activity measures or alternative combination formulas may be applied. To represent the measure of geodynamic safety, a value inverse to the integral activity measure is used:

$$S_F = 1 - \mu_F.$$

The transformation $F \rightarrow \mu_F$ converts vector analysis of the system of functions F into scalar analysis of the resulting anomaly measure μ , which, in decision-making theory, reduces a multicriteria problem to a scalar selection of a utility function. In terms of geodynamic zoning, the criteria for evaluating the value of S_F based on the set of features F are defined in Table 1. This ranking approach is appropriate, as an integral measure expressed in the range from 0 to 1 implies that conditions $S_F \leq 0.25$ and $S_F \geq 0.75$ indicate stability or instability, respectively. Values within the range 0.25 to 0.75 suggest uncertainty and the need for further research.

Table 1. Ranking of the integral measure of geodynamic safety S_F

Geodynamic safety measure	Node (structural block), S_F
Hazardous	≤ 0.25
Neutral	$\in (0.25; 0.75)$
Safe	≥ 0.75

Thus, the algorithm includes the following parameters: 1) “Dynamic Indicator” – each dynamic indicator is interpreted as a quantitative assessment of a specific property of the initial data. 2) “Activity Measure of the Dynamic Indicator” – the measure reflects the degree of activity of the dynamic indicator on a scale from 0 to 1. 3) “Safety Measure of the Dynamic Indicator” – the value inverse to the activity measure of the dynamic indicator. 4) “Integral Safety Measure” – represents the combination of the safety measures of the dynamic indicators.

2.2. Formation of GIS-Oriented Database

To construct an integral safety measure applied to the problem of zoning sections of the VKSD mining fields by the degree of risk of freshwater breakthrough into mine workings, aimed at refining assessments of the risk of groundwater protective layer integrity disruption, three groups of initial data, combined into a GIS-oriented database, are used:

1. Natural characteristics (anomalies in the structure of the groundwater protective layer, depth of mining operations, effective thickness of the groundwater protective layer, physical and mechanical properties, etc.) of the geological environment and salt strata.
2. Mining-technological characteristics (number of mined seams, parameters of the mining system, extracted thickness, etc.).
3. Instrumental observation data characterizing the response of the rock mass to mining operations (convergence of mining chambers, surface deformation, collapse of the inter-seam technological layer, geophysical data, etc.).

To ensure the application of data analysis methods, it is necessary to create a consolidated data table by recording all available parameter values into a single spatial data layer. For this purpose, data layers were merged by transferring the attributes of the layers into a unified temporary data layer. Additionally, non-spatial tabular data were included in the new data layer by correlating the numbers of sections and blocks. All object features, divided into groups, were converted into numerical classes and correlated with each other.

The initial mining-technological data were supplemented with surface relief analysis data characterizing the features of the relief $L_{Re}^1(w)$, $L_{Re}^2(w)$, $|\nabla_{Re}|(w)$. The first two indicators – L_{Re}^1 , L_{Re}^2 , describe geomorphological variability, while the third, $|\nabla_{Re}|$, represents the relief gradient. Indicators L_{Re}^1 , L_{Re}^2 characterize the dissection of coordinate sections of the relief at the internal node w , both in absolute values and angular measurements [Agayan *et al.*, 2022]. The resulting indicators are transformed into vector lines (using standard edge detection algorithms such as the Canny method and Hough transform), from which linear densities are then calculated to obtain continuously distributed parameter fields (Figure 1).

Modern tectonic movement areas are reflected not so much in height fields, curvature, and slope steepness, but in the density and depth of dissection. The terrain ruggedness index (TRI) [Migoń, Michniewicz, 2017] – a measure of vertical dissection in a given neighborhood – is considered the most appropriate for calculating dissection parameters while preserving the geomorphological meaning of the term (Figure 1a). For indicators $L_{Re}^1(w)$, $L_{Re}^2(w)$, $|\nabla_{Re}|(w)$ and TRI, the arithmetic means and range (the difference between the maximum and minimum values within a section) were calculated. For subsidence data, arithmetic mean values were computed.

As a result, a single vector data layer was created, encompassing all available initial data (257 attribute fields and 1,665 data rows).

3. Results

As the initial data for modeling, 22 attributes were selected from 257 attribute fields based on the highest data completeness in the table and their role as the most generalized features. The selected features include groups of natural anomalies, mining-technological parameters, and instrumental observation data. Data rows with missing attribute values were removed. As a result, a dataset containing 1,615 rows was created. In the current

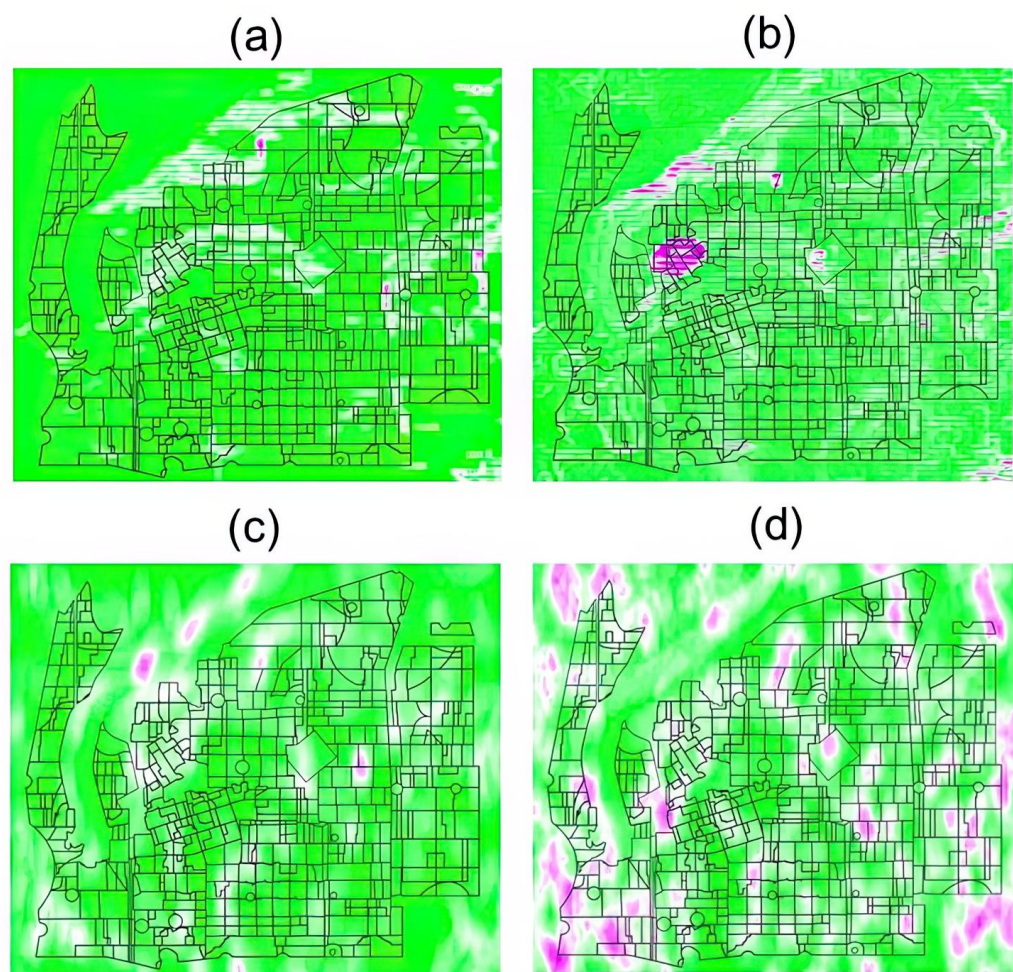


Figure 1. Linear Densities of Relief Indicators. a – terrain ruggedness Index; b – relief gradient $|\nabla_{Re}(w)|$; c – cosine transformation, relief measure $\mu L^1_{Re}(w)$; d – cosine transformation, relief measure $\mu L^2_{Re}(w)$.

test calculations, surface subsidence values were used as the hazard indicator. Correlation matrices and thresholds for the strength of correlation were calculated for the computed dynamic indicators D_f and their activity measures μD_f . The matrix includes Pearson's pairwise correlation coefficient. The lower threshold for the presence of a correlation was determined using Student's criterion (Equation 1), and the intervals for correlation strength were defined according to Equation 2:

$$r_0 = \frac{t}{\sqrt{t^2 + n - 2}}, \quad (1)$$

$$r_{\text{int}} = \frac{1 - r_0}{3}. \quad (2)$$

Thus, for the dataset used (with 1,615 rows for each indicator and a significance level of 0.95), the intervals for the strength of correlation were defined as follows:

- Weak correlation: 0.049–0.366;
- Middle correlation: 0.366–0.683;
- Strong correlation: 0.683–1.

In Figure 2, the calculated correlation matrix for 22 dynamic indicators μD_f is presented. The strength of the correlation is shown using a discrete color scale. Out of 231 correlation values in the initial data, 200 exhibit weak correlation. This is a positive result

from a data analysis perspective, as features should not be collinear; otherwise, high data dispersion reduces the generalization ability of the integral measure of geodynamic safety $S_F(w)$. The parameters of geological anomalies in group 2–4 show strong correlation due to multiple overlaps in the data. Additionally, group 2–4 has a moderate correlation with the parameter of roof depth. A moderate correlation is observed in the group of indicators related to backfill and the mining method for group 9–11. Similarly, a moderate strength of correlation exists between the TRI index and the relief indicator $\mu L_{Re}^1(w)$. The surface subsidence parameters within group 20–22 show strong correlation. Meanwhile, all other features demonstrate low correlation with surface subsidence, indicating an a priori lack of direct relationships between the chosen “hazard” criterion and the considered features. Subsequently, calculations were performed based on two approaches: 1 – DMA approach, involving the calculation of activity measures for the dynamic indicators μD_f and the integral measure of geodynamic safety; 2 – neural network approach, based on training the algorithm using the created data sample.

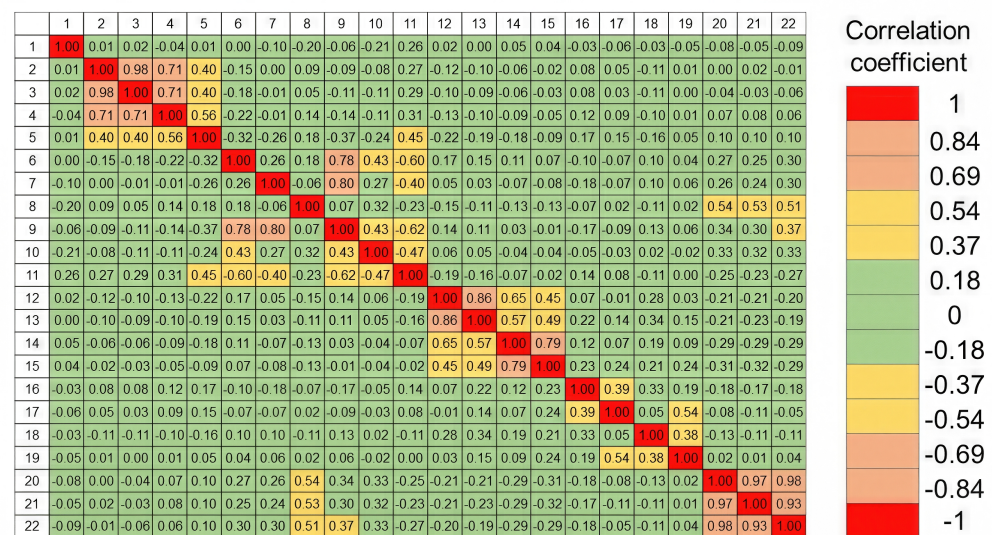


Figure 2. Correlation matrix of the compiled data table. 1 – mined seam; 2, 3, 4 – types of geological anomalies; 5 – roof depth; 6 – chamber width; 7 – chamber length; 8 – mining-technical load coefficient; 9 – mining-technical axial spacing coefficient; 10 – type of backfill for the mined-out space; 11 – chamber mining method; 12 – mean value of the TRI index within the section; 13 – range of TRI index values within the section; 14 – mean relief gradient $|\nabla_{Re}(w)|$ within the section; 15 – relief gradient range $|\nabla_{Re}(w)|$ within the section; 16 – mean value of the cosine transformation within the section, relief measure $\mu L_{Re}^1(w)$; 17 – range of cosine transformation values within the section, relief measure $\mu L_{Re}^1(w)$; 18 – mean value of the cosine transformation within the section, relief measure $\mu L_{Re}^2(w)$; 19 – range of cosine transformation values within the section, relief measure $\mu L_{Re}^2(w)$; 20 – mean value of surface subsidence within the section; 21 – minimum surface subsidence value within the section; 22 – maximum surface subsidence value within the section.

Based on the calculation of activity measures for the dynamic indicators μD_f of the features, the integral measure of geodynamic safety S_F was computed using DMA algorithms. In this case, two variants of the measures were calculated: one based on all the data (features 1–22) (Figure 3) and another excluding surface subsidence data (features 1–19) (Figure 4). In the case of DMA-zoning, a priori known mining-technological and geological features of the sections were not used. However, the activity measures of the dynamic indicators enable the identification of anomalous zones that correlate with geological anomaly zones.

Test calculations based on a limited dataset demonstrate the potential for the combined application of ANN algorithms and DMA. Despite the dataset's limitations, successful

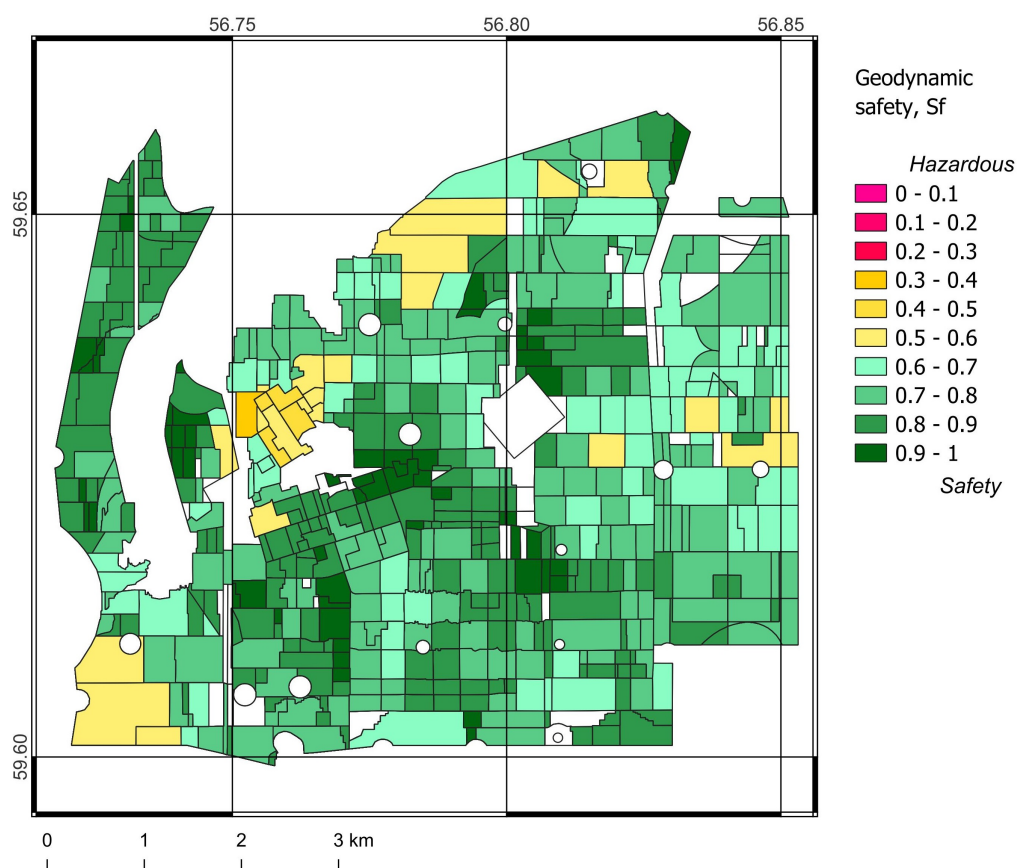


Figure 3. Geodynamic safety measure derived from all data (features 1–22, Figure 2).

results were achieved in recognizing hazard classes. This allows us to conclude that this technology is fundamentally suitable for assessing the risk of groundwater protective layer failure.

The further successful application of data analysis algorithms largely depends on the careful and detailed preparation of the initial data. This primarily concerns the choice of the “hazard” criterion. In the presented text, surface subsidence with arbitrary thresholds in millimeters was chosen as such a criterion. However, for assessing the risk of groundwater protective layer failure, a different indicator should be selected, such as section accident rates or surface deformation of the sections. To improve prediction accuracy, particular attention should be given to data collection and preparation, as well as to the geological and geophysical properties of the rock mass.

Mining-technological features, such as the year sections were first developed, mining technology, and backfill technology for mined-out spaces, show great potential for application. Using such features allows for their consideration during mine planning and enables variational hazard modeling, which helps determine optimal mining-technological parameters for resource extraction.

DMA algorithms are well complemented by ANN algorithms. Neural networks can be most effectively used for the discovery and synthesis of new recognition features and for variational calculations. As a result, the developed system (algorithm and training dataset) can be effectively trained on known data from already developed sections and applied to new areas where mining operations have not yet commenced.

4. Conclusions

Systems analysis will make it possible to establish fundamental relationships between observed phenomena, their associated hazards, and recorded deformations in mine work-

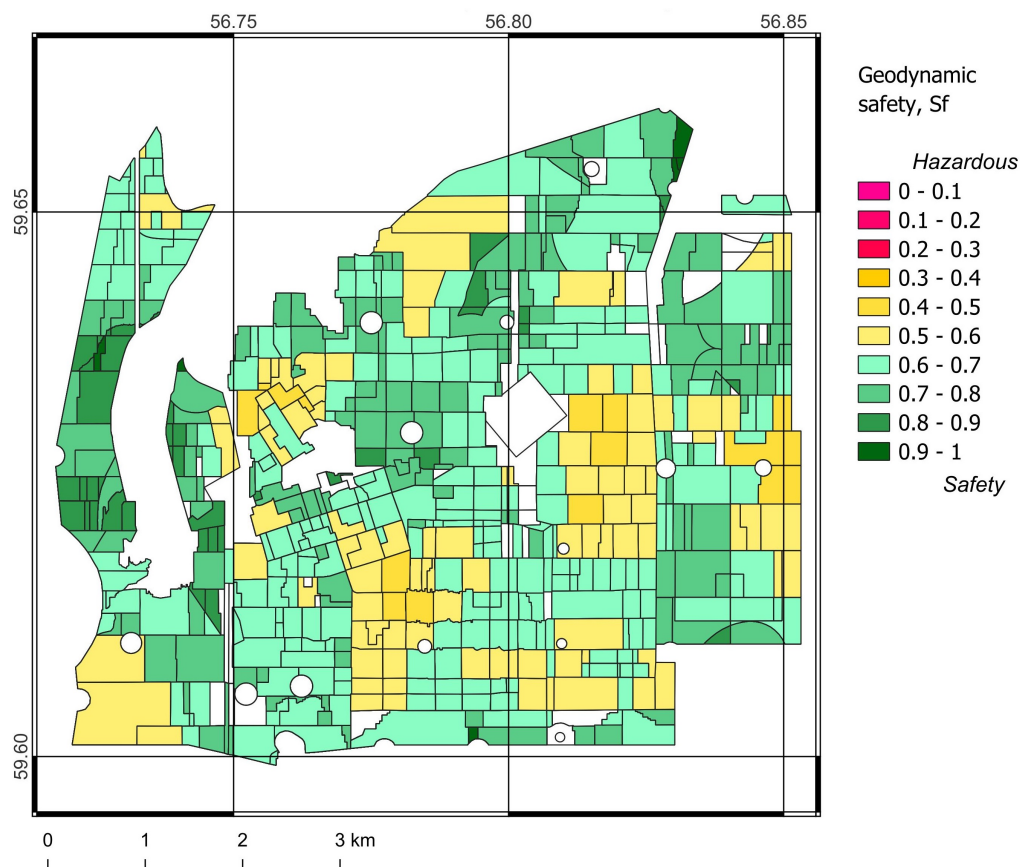


Figure 4. Geodynamic safety measure derived from data excluding surface subsidence (features 1–19, Figure 2).

ings and the Earth's surface. New methods and algorithms will enable the identification of hazardous anomalies in the groundwater protective layer (zones of increased gradients, linear zones, etc.), allowing for a more precise analysis of the relationship between the morphological features of the distribution of geological and geophysical parameters in the overlying strata, the geomechanical criteria for groundwater protective layer integrity disruption, and instrumentally recorded deformations of the rock mass. Frequently, the “anomalous” nature of such zones in failed stoping blocks with underground water inflows was identified only retrospectively, based on post-incident analysis. Ultimately, the causes of accidents are often attributed to ineffective protective measures, suboptimal design parameters recommended by regulatory documents, or omissions during geological exploration activities.

This will enhance the efficiency of assessing the risk of groundwater protective layer failure through the so-called emergent effect, achieved by integrating three critical components into a unified system: observations of the impact of mining operations on the groundwater protective layer, instrumental data on the state of the geological environment, and modern methods for data processing, modeling, and interpretation. A system-analytical method for assessing the risk or hazard of groundwater protective layer integrity disruption will formalize both the process of identifying anomalous hazardous zones and improve the reliability of risk assessment results. Consequently, it will also enhance the effectiveness of technical and design solutions needed to prevent such failures. Using a system-hierarchical approach to evaluate the geodynamic stability of salt rocks, the next step is to assess the stability of mine chambers, workings, and inter-chamber pillars.

In addressing this issue, the systems approach serves, on the one hand, as a tool for multifactor analysis of initial data and for the adequate formulation of scientific problems, and on the other hand, as an effective way to solve them. It helps uncover fundamental

relationships and derive new empirical dependencies between the state of inter-chamber pillars and the groundwater protective layer and the parameters of mining operations, verified by data from field geomechanical observations. Systems analysis of the interactions between individual components of the natural-technogenic system (which the groundwater protective layer itself constitutes) makes it possible to identify its properties associated with the risk of underground water breakthroughs.

Acknowledgments. We acknowledge this work employed facilities and data provided by the Shared Research Facility “Analytical Geomagnetic Data Center” of the Geophysical Center of RAS (<http://ckp.gcras.ru/>). This work was conducted in the framework of budgetary funding of the Geophysical Center of RAS (registration number FMWG-2025-0005) and Mining Institute of the Ural Branch RAS (registration number 124020500031-4), adopted by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

References

- Agayan S. M., Losev I. V., Belov I. O., et al. Dynamic Activity Index for Feature Engineering of Geodynamic Data for Safe Underground Isolation of High-Level Radioactive Waste // *Applied Sciences*. — 2022. — Vol. 12, no. 4. — DOI: [10.3390/app12042010](https://doi.org/10.3390/app12042010).
- Araujo M., Rivas T., Giraldez E., et al. Use of machine learning techniques to analyse the risk associated with mine sludge deposits // *Mathematical and Computer Modelling*. — 2011. — Vol. 54, no. 7/8. — P. 1823–1828. — DOI: [10.1016/j.mcm.2010.11.066](https://doi.org/10.1016/j.mcm.2010.11.066).
- Baryakh A. A., Gubanova E. A. On flood protection measures for potash mines // *Journal of Mining Institute*. — 2019. — Vol. 240, no. 6. — P. 613–620. — DOI: [10.31897/pmi.2019.6.613](https://doi.org/10.31897/pmi.2019.6.613).
- Baryakh A. A., Samodelkina N. A. Water-tight stratum rupture under large-scale mining. Part II // *Journal of Mining Science*. — 2012. — Vol. 48, no. 6. — P. 954–961. — DOI: [10.1134/s1062739148060020](https://doi.org/10.1134/s1062739148060020).
- Baryakh A. A., Samodelkina N. A. Geomechanical Estimation of Deformation Intensity above the Flooded Potash Mine // *Journal of Mining Science*. — 2018. — Vol. 53, no. 4. — P. 630–642. — DOI: [10.1134/S106273911704262X](https://doi.org/10.1134/S106273911704262X).
- Baryakh A. A., Tenison L. O. Justification of engineering safety criteria for undermining of water-proof layer in the Upper Kama Salt Deposit // *Gornyi Zhurnal*. — 2021. — No. 4. — P. 57–63. — DOI: [10.17580/gzh.2021.04.08](https://doi.org/10.17580/gzh.2021.04.08). — (In Russian).
- Baryakh A. A., Tsayukov A. A., Evseev A. V., et al. Mathematical Modeling of Deformation and Failure of Salt Rock Samples // *Journal of Mining Science*. — 2021. — Vol. 57, no. 3. — P. 370–379. — DOI: [10.1134/s1062739121030029](https://doi.org/10.1134/s1062739121030029).
- Gvishiani A. D., Agayan S. M., Bogoutdinov Sh. R. Investigation of systems of real functions on two-dimensional grids using fuzzy sets // *Chebyshevskii Sbornik*. — 2019a. — Vol. 20, no. 1. — P. 94–111. — DOI: [10.22405/2226-8383-2019-20-1-94-111](https://doi.org/10.22405/2226-8383-2019-20-1-94-111). — (In Russian).
- Gvishiani A. D., Agayan S. M., Losev I. V., et al. Geodynamic hazard assessment of a structural block holding an underground radioactive waste disposal facility // *Mining informational and analytical bulletin*. — 2021. — No. 12. — P. 5–18. — DOI: [10.25018/0236_1493_2021_12_0_5](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2021_12_0_5). — (In Russian).
- Gvishiani A. D., Kaftan V. I., Krasnoperov R. I., et al. Geoinformatics and Systems Analysis in Geophysics and Geodynamics // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2019b. — Vol. 55, no. 1. — P. 33–49. — DOI: [10.1134/s1069351319010038](https://doi.org/10.1134/s1069351319010038).
- Ibrahim A. M., Bennett B. The Assessment of Machine Learning Model Performance for Predicting Alluvial Deposits Distribution // *Procedia Computer Science*. — 2014. — Vol. 36. — P. 637–642. — DOI: [10.1016/j.procs.2014.09.067](https://doi.org/10.1016/j.procs.2014.09.067).
- Kolmogorov A. N. On the representation of continuous functions of many variables by superposition of continuous functions of one variable and addition // *Doklady Akademii Nauk SSSR*. — 1957. — Vol. 114, no. 5. — P. 953–956. — (In Russian).
- Kudryashov A. I., Vasiukov V. E., Fon-der-Flass G. S., et al. Faults on the Verkhnekamskoe deposit of salts. — Perm : Mining Institute UB RAS, Perm State University, 2004. — P. 194. — (In Russian).
- Migoń P., Michniewicz A. Topographic Wetness Index and Terrain Ruggedness Index in geomorphic characterisation of landslide terrains, on examples from the Sudetes, SW Poland // *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*. — 2017. — Vol. 61, no. 2. — P. 61–80. — DOI: [10.1127/zfg_suppl/2016/0328](https://doi.org/10.1127/zfg_suppl/2016/0328).
- Owoseni J. O., Tamarautobou E. U., Asiwaju-Bello Y. A. Application Sequential Analysis and Geographic Information Systems for Hydrochemical Evolution Survej, Shagari Environ, Southwestern Nigeria // *Amerikan International Journal of Contemporary Reserch*. — 2013. — Vol. 3, no. 3. — P. 38–48.

- Pedregosa F., Varoquaux G., Gramfort A., et al. Scikit-learn: Machine Learning in Python // Journal of Machine Learning Research. — 2012. — Vol. 12. — P. 2825–2830. — DOI: [10.48550/ARXIV.1201.0490](https://doi.org/10.48550/ARXIV.1201.0490).
- Phillips J. D., Schwanghart W., Heckmann T. Graph theory in the geosciences // Earth-Science Reviews. — 2015. — Vol. 143. — P. 147–160. — DOI: [10.1016/j.earscirev.2015.02.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.02.002).
- Zhang Y., Li J., Lei Y., et al. 3D simulations of salt tectonics in the Kwanza Basin: Insights from analogue and Discrete-Element numerical modeling // Marine and Petroleum Geology. — 2020. — Vol. 122. — P. 104666. — DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2020.104666](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104666).
- Zubov V. P., Kovalski E. R., Antonov S. V., et al. Improving the safety of mines in developing Verkhnekamsk potassium and magnesium salts // Mining Informational and analytical bulletin. — 2019. — Vol. 5. — P. 22–33. — DOI: [10.25018/0236-1493-2019-05-0-22-33](https://doi.org/10.25018/0236-1493-2019-05-0-22-33). — (In Russian).

АНАЛИЗ ГРУППИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА АВГУСТИНА 2006-ГО ГОДА

Е. М. Греков^{*,1,2} , П. Н. Шебалин¹ 

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики Земли, Москва, Россия

* **Контакт:** Евгений Михайлович Греков, grekov.em16@physics.msu.ru

Работа посвящена анализу пространственно-временного группирования событий вулканической сейсмичности, приуроченной к вулкану Августина на Аляске. Была выявлена неоднородность сейсмического режима в финальной стадии подготовки извержения 2006-го года относительно режимов в периоды вулканического затишья и начальной стадии активизации сейсмичности. Эта финальная стадия, предположительно, ассоциируется с процессом интрузии магмы в дайку, по завершению которой началось извержение. При детальном рассмотрении сейсмичности этой фазы удалось выделить два сейсмических режима, отличающихся по основным характеристикам. При этом один из режимов по параметрам схож с тем, что наблюдался на ранней стадии подготовки – высокое значение параметра наклона графика повторяемости (b -value) и низкая степень кластеризации. Второй же имеет более низкое значение b -value и представляет собой серии кластеров, которые завершаются наиболее сильным событием в серии, после чего через некоторое время начинается новая серия.

Ключевые слова: вулканическая сейсмичность, группирование сейсмичности, метод ближайшего соседа, вулканические рои.

Цитирование: Греков, Е. М., П. Н. Шебалин Анализ группирования вулканической сейсмичности по данным извержения вулкана Августина 2006-го года // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4005. — DOI: 10.2205/2025es001025 — EDN: XPILAB

Введение

Предпосылкой для этой работы является вопрос эндогенности/экзогенности событий в сейсмичности. Известно, что в «классической» тектонической сейсмичности почти всегда события разделяются на две группы: первая – несвязанные (фоновые) события, которые, как считается, происходят независимо друг от друга, вторая – кластеризованные события, то есть землетрясения, статистически связанные с другими землетрясениями и гипотетически инициированные ими. Существует гипотеза, что такой эффект является результатом наличия возмущений различной природы: экзогенная – возмущение, вызванное внешним по отношению к системе источником, эндогенная – возмущение, которое является проявлением самоорганизации внутри системы [Sornette and Helmstetter, 2003]. Такая гипотеза предлагает ответы на следующие вопросы. Почему в тектонической сейсмичности почти всегда есть именно две группы событий? Если напряженное состояние системы формируется под влиянием движения тектонических плит, то почему есть события, у которых нет ни форшоков, ни афтершоков, причём зачастую таких большинство? Однако некоторые вопросы в такой гипотезе остаются открытыми. Например, эволюционирует ли сейсмическая система во времени, чтобы иметь возможность проявлять эндогенные возмущения? Почему в некоторых режимах сейсмичности практически отсутствует вторая группа событий?

<https://elibrary.ru/XPILAB>

Получено: 3 декабря 2024 г.

Принято: 3 июня 2025 г.

Опубликовано: 6 июля 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

Есть свидетельства, что наличие кластеров в сейсмичности показывает, насколько система трещин сформирована и подготовлена к разрушению [Narteau *et al.*, 2002]. Тогда в случае вулканической сейсмичности с локальным интенсивным внешним источником, возможно, параметры кластеризации будут отличаться от того, что обычно наблюдается в тектонической сейсмичности [Traversa and Grasso, 2010]. Исследование группирования событий позволяет установить статистические связи между землетрясениями и выделять кластеры событий. Интересно проанализировать, как с этой точки зрения ведет себя вулканическая сейсмичность, поскольку она, вероятно, имеет отличный от тектонической сейсмичности механизм инициации. Таким образом, это может пролить свет на механизм инициации землетрясений в целом. В таком контексте, вероятно, в первую очередь стоит обратить внимание на вулкано-тектонические события, поскольку они схожи по механизму с тектоническими событиями [Гордеев, 2007], но при этом имеют вулканический источник происхождения.

Данные

В этой работе исследуется сейсмичность, приуроченная к вулкану Августина на Аляске и его извержению 2006-го года. Августина является стратовулканом, образующим одноименный остров, он имеет один вертикальный питающий канал, выявленный в томографических исследованиях [Koulakov *et al.*, 2023]. В работе [Jacobs and McNutt, 2010], посвященной извержению 2006-го года, с помощью анализа сейсмической активности перед извержением были выделены два роя сейсмических событий, в работе [Jacobs and McNutt, 2010] они обозначены, как длинный (с 30.04.2005 по 10.01.2006) и короткий (длиной 13 часов до 11.01.2006), далее мы будем пользоваться теми же названиями. При этом извержение длилось с 11.01.2006 по 16.03.2006. Причем с 11.01.2006 по 28.01.2006 наблюдалась взрывная вулканическая активность, а после 28 января началась продолжительная эруптивная фаза (постоянный выброс пепла), которая затем плавно перешла в эффузивную фазу (истечение лавы) в первую неделю февраля, после чего извержение завершилось экструзивной фазой, начавшейся 3 марта [Buurman and West, 2010]. Длинный рой знаменует начало сейсмической активизации вулкана перед извержением. Короткий рой связывают с финальным прорывом лавы к поверхности и началом извержения, в [Jacobs and McNutt, 2010] предполагается, что в нем смешаны события двух типов: вулкано-тектонические и длиннопериодные. С началом извержения сейсмичность стала носить эпизодический характер, большая часть событий стала иметь гибридный и длиннопериодный тип [Buurman and West, 2010]. В данной работе особое внимание уделено именно длинному рою, так как известно, что он составлен именно событиями вулкано-тектонического типа [Power and Lalla, 2010].

В работе используются данные каталога вулканической обсерватории Аляски (AVO) [Power *et al.*, 2019], который покрывает период с 1989 года по 2018, за который зафиксировано всего 121 212 сейсмических событий. За это время на вулкане произошло только одно извержение. Далее мы будем рассматривать участок вокруг вулкана со следующими границами: от $-153,48$ до $-153,39$ по долготе и от $59,34$ до $59,38$ по широте, число событий в каталоге в этом участке за всё время: 6446. Основная часть событий сконцентрирована возле поверхности (глубины до 5 км), а также непосредственно под вулканической постройкой (рис. 1). Во время длинного роя события сконцентрированы до глубины 0,5 км.

Далее в работе анализируется период длинного роя, а также для сравнения несколько периодов вулканического затишья – задолго до и после извержения. Таким образом, мы сравниваем сейсмические режимы в период сейсмической активизации перед извержением с периодами относительного покоя вулкана, когда на нем не происходит извержений. Длинный рой дополнительно разделен на две фазы. Вторая фаза примерно соответствует процессу начала интрузии магмы по дайке [Cervelli *et al.*, 2006], дата разделения (21.11.2005) выбиралась по изменению в сейсмической активности, в то время как по поверхностным деформациям датой начала интрузии считается 17.11.2005. При этом, согласно [Power and Lalla, 2010] события длинного роя относятся

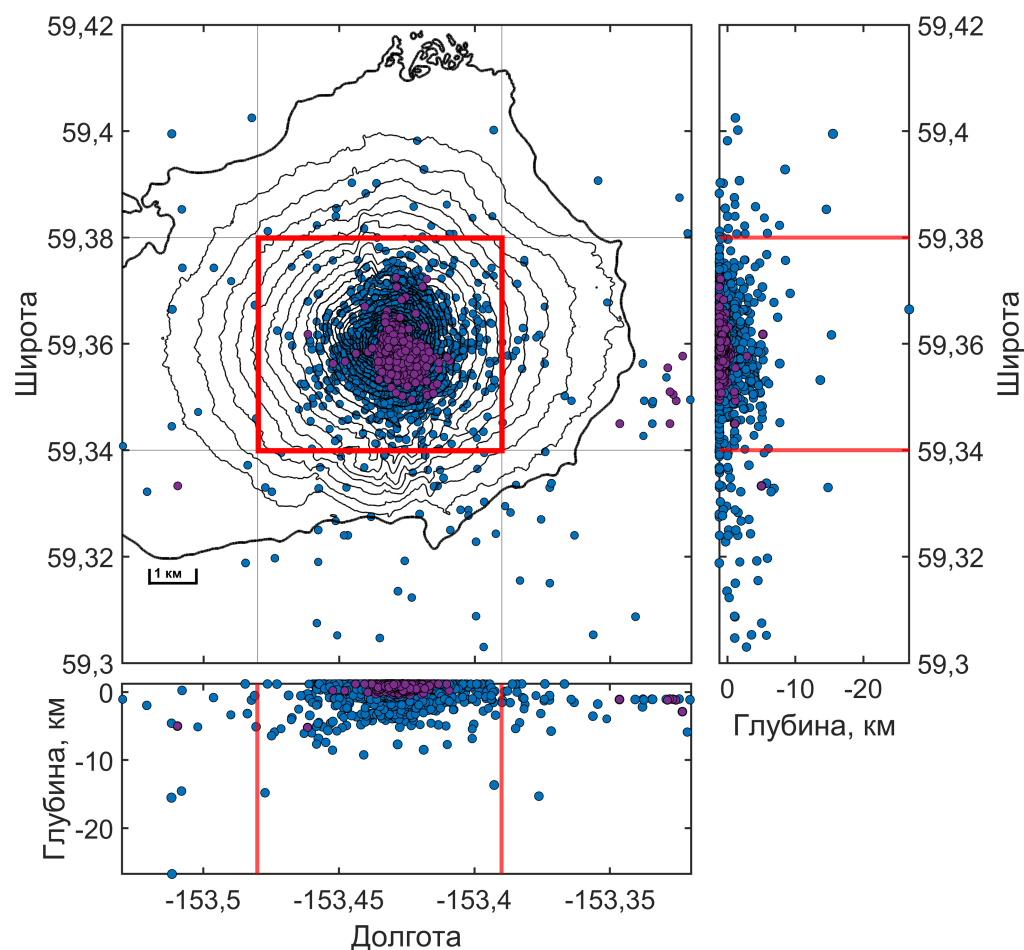


Рис. 1. распределение землетрясений за весь период в каталоге в рассматриваемом участке, границы участка отмечены красным прямоугольником. Фиолетовым отмечены события, произошедшие в период интрузии. Черными контурами показан рельеф острова. Данные о рельефе: [OpenTopography, 2021].

к вулкано-тектоническому типу. Границы периодов отмечены вертикальными линиями на [рис. 2](#).

Периоды вулканического затишья до и после извержения разделены на несколько участков для оценки возможных временных вариаций сейсмического режима. Периоды короткого роя и период во время извержения исключены из рассмотрения из-за наличия событий различного типа на этих участках. Также исключен период в несколько лет после извержения, так как среда может находиться в возмущённом состоянии после извержения, а в данном случае наша цель сравнить режимы в периоды вулканического затишья с режимом, предвещающим извержение.

Методы

Для каждого периода времени вычисляется представительная магнитуда и параметр наклона графика повторяемости (b -value).

Для определения представительной магнитуды периодов использовался метод GFT (Goodness-of-Fit Test) [Mignan and Woessner, 2012].

Для расчета параметра наклона графика повторяемости (b -value) использовался метод Бендер [Bender, 1983].

Поскольку геометрия рассматриваемой сейсмичности слабо меняется со временем, для фрактальной размерности получена оценка $d_f = 2,74$ методом Грассбергера-Прокаччиа [Grassberger and Procaccia, 1983] за весь период времени в каталоге в выделенном участке с представительной магнитудой 0,3.

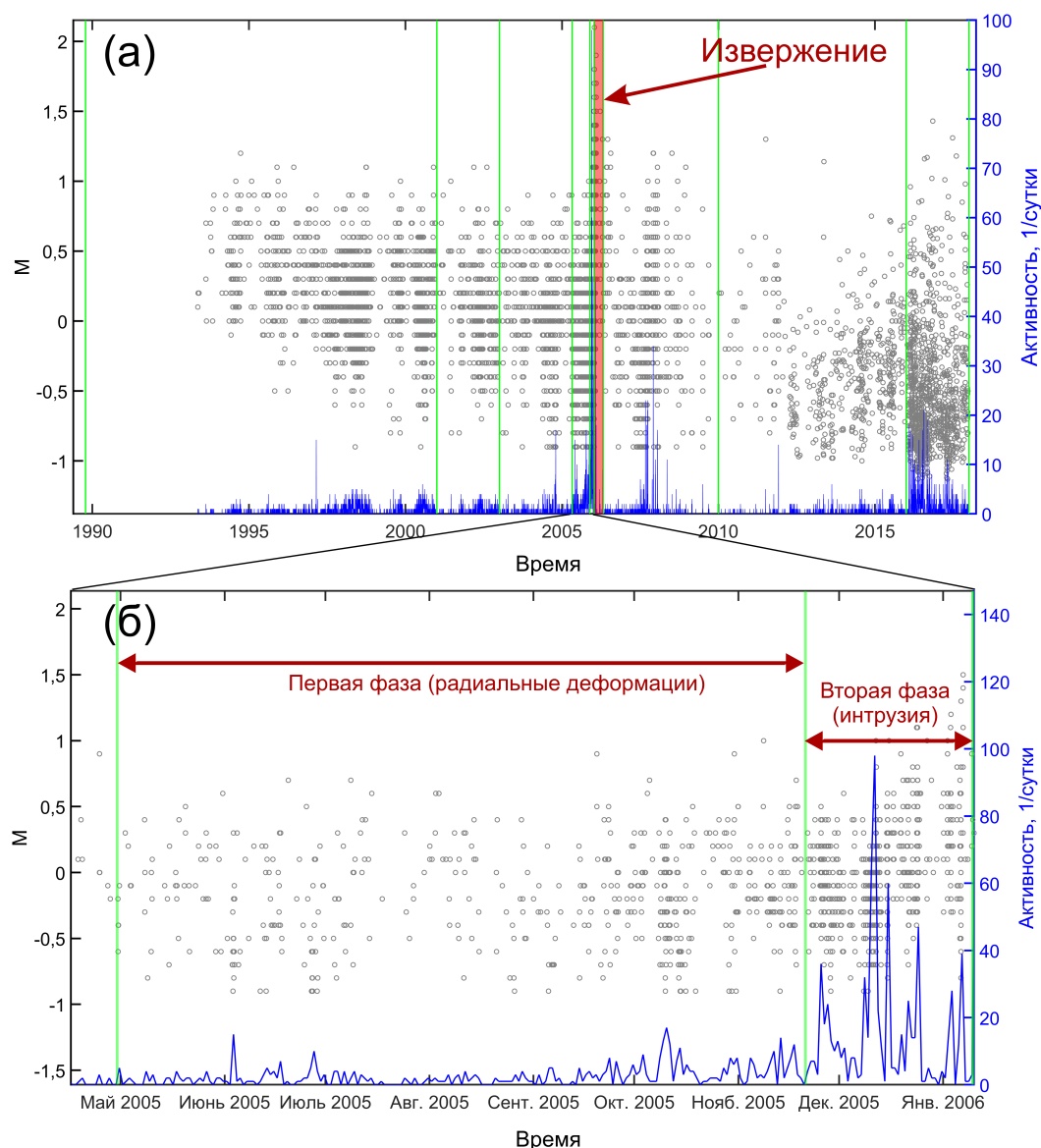


Рис. 2. (а) – распределение событий рассматриваемого участка во времени, серые кружки – сейсмические события, синяя линия – активность, красная полоса – период извержения, вертикальные зеленые линии – границы рассматриваемых периодов времени; (б) – приближен период длинного роя.

Для анализа группирования сейсмичности использовался метод ближайшего соседа Бен-Зиона–Залипина [Zaliapin and Ben-Zion, 2013; Zaliapin et al., 2008]. Он заключается во введении метрики в обобщенном пространстве координаты-время-магнитуда, которая позволяет устанавливать уровни статистической связанности между событиями и объединять их в кластеры. В качестве метрики вводятся функции близости вида [Baiesi and Paczuski, 2004; Shebalin et al., 2020]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij} r_{ij}^{d_f} 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0 \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0 \end{cases}, \quad (1)$$

где t_{ij} – время между событиями i и j ; r_{ij} – пространственное расстояние между их гипоцентрами и m_i – магнитуда события i ; b – параметр закона Гутенберга–Рихтера [Gutenberg and Richter, 1945]; d_f – фрактальная размерность распределения гипоцентров землетрясений. По сути эта функция определяет вероятность случайного возникновения

второго события на соответствующем расстоянии по пространству и по времени от первого, в предположении, что все события независимы. Чем меньше значение этой функции, тем менее вероятно случайное возникновение такой пары событий, и тем более вероятно, что они взаимосвязаны. Считается, что связанные и независимые события могут быть определены введением порогового значения η^0 : если для пары событий $\eta_{ij} \leq \eta^0$, то события взаимосвязаны.

Чтобы проиллюстрировать работу метода, обратимся к схеме на рис. 3. Для произвольного события можно найти «ближайшего соседа», предшествующего ему по времени, по минимуму функции (1). Порог η^0 определяется по распределению значений функции (1), вычисляемой для каждого события и соответствующего ему «ближайшего соседа» в рамках введенной метрики. На рис. 3(а, б) схематично нарисованы три кластера событий. В каждом кластере ближайшим соседом для любого желтого события будет либо красное событие, либо другое желтое из того же кластера. Но для красных событий ближайшим соседом будет желтое событие из другого кластера (обратим внимание, что соседом какого-либо события может быть только событие, произошедшее раньше него по времени). Понятно, что обобщенные расстояния до ближайшего соседа для красных событий окажутся в среднем больше, чем для желтых. Поэтому на распределении обобщенных расстояний до ближайшего соседа эти два класса расстояний сформируют две моды (рис. 3(в)). Именно такая ситуация обычно наблюдается в тектонической сейсмичности, где события с меньшими обобщенными расстояниями представлены афтершоками. Задача декластеризации состоит в идентификации желтых событий как сгруппированных. Для этого наблюдаемое (реальное) распределение – голубая линия на рис. 3(в), необходимо декомпозировать на две компоненты – правую и левую (фоновую и кластеризованную), а затем определить пороговое значение обобщенного расстояния, с которого мы будем считать события сгруппированными. События, относящиеся к этим двум группам, также иногда называют независимыми и связанными, соответственно. На рис. 3(в) упомянутые компоненты показаны красной и желтой линией соответственно, понятно, что каждая из них в отдельности не является функцией плотности распределения, они составляют её только в совокупности.

В случае бимодальной формы декомпозицию можно произвести по методу работы [Zaliapin and Ben-Zion, 2013] с помощью аппроксимации распределения суммой двух логнормальных распределений, либо по методу работы [Shebalin et al., 2020]. В последнем случае, по методу [Shebalin et al., 2020], используется гипотеза о том, что правую компоненту можно аппроксимировать рандомизированным каталогом. Процедура рандомизации призвана разрушить существующие связи в каталоге и смоделировать, каково было бы распределение тех же событий, если бы они происходили случайно. Эта процедура состоит из двух этапов: удаление заведомо сгруппированных событий с помощью предварительного порога (обычно он выбирается по половине высоты правой моды распределения (рис. 3(в)) и перемешивание времен событий относительно координат гипоцентра и магнитуд, то есть каждому набору широта-долгота-глубина-магнитуда ставится в соответствие случайно выбранное время другого события в каталоге. Далее находится такой коэффициент k , при умножении на который полученное рандомизированное распределение наилучшим образом аппроксимирует правый склон реального распределения (рис. 3(в)), результат умножения рандомизированного распределения на k схематично показан красной линией на рис. 3(в), это и есть фоновая (правая) компонента реального распределения. После чего полученная компонента вычитается из реального распределения с целью получить вторую компоненту – кластеризованную (левую), на рис. 3(в) она показана желтой линией. Понятно, что правая компонента неидеально совпадает с реальным распределением, что, как показано на рис. 3(в), может приводить к отрицательным значениям левой компоненты, это не имеет математического смысла и является результатом неточности аппроксимации. Далее финальный порог η^0 находится путем уравнивания долей ошибок отнесения независимых пар событий к связанным и наоборот.

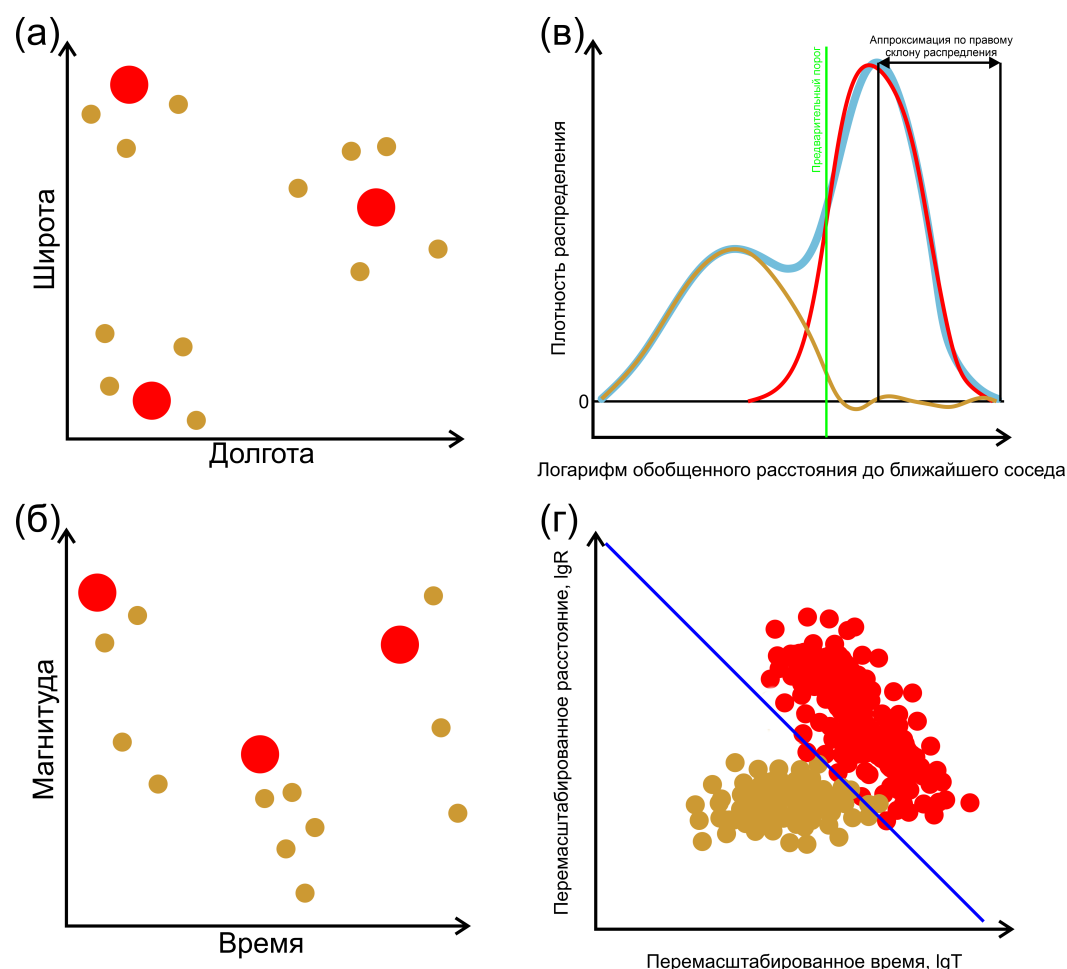


Рис. 3. Схематичная иллюстрация декластеризации методом ближайшего соседа. (а) – распределение эпицентров событий; (б) – распределение событий по времени и магнитуде; (в) – схематичное изображение распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа, голубая линия – наблюдаемое распределение, красная линия – фоновая компонента, желтая линия – кластеризованная компонента; (г) – совместное распределение перемасштабированных расстояний R и времен T , для наглядности показано больше событий, чем изображено на (а, б).

Визуальный контроль определения порога η^0 удобно осуществлять с помощью двумерного представления функции (1) [Zaliapin and Ben-Zion, 2013] в двойном логарифмическом масштабе. Функция (1) разделяется на два множителя: перемасштабированное время $T = t_{ij} 10^{-0.5bm_i}$ и перемасштабированное расстояние $R = r_{ij}^{d_f} 10^{-0.5bm_i}$. Двумерное распределение величин T и R для пар всех событий и соответствующих «ближайших соседей» обычно хорошо демонстрирует разделение независимых и связанных событий. Значение порога η^0 представляется на диаграмме прямой, определяемой уравнением $\lg T + \lg R = \lg \eta^0$. Схематичный пример такого распределения представлен на рис. 3(г), синей линией показан порог, разделяющий две группы событий.

Хотя известно, что в большинстве случаев для тектонической сейсмичности распределение обобщенных расстояний до ближайшего соседа имеет бимодальный вид, то есть наблюдается две группы соседей: с меньшими обобщенными расстояниями (левая) и с большими (правая). И также в случае тектонической сейсмичности оказывается, что при разделении событий на две такие группы, левая соответствует афтершоковым событиям. Можно показать, что это не всегда именно так, например, в работе [Малютин, 2023] при анализе сейсмичности Калифорнии наблюдалось распределение с тремя модами. Было показано, что одна из мод соответствовала сейсмичности района

гейзеров, то есть метод подходит и для выделения различных режимов сейсмичности и в более общем смысле. В случае же вулканической сейсмичности события обычно находятся гораздо ближе друг к другу, чем в тектонической сейсмичности, и в сравнении с ней вулканическая сейсмичность, была бы одним сплошным кластером. Однако в данной работе целью является установить, есть ли в такой сейсмичности какая-либо «внутренняя» структура, наблюдаются ли там группы событий, подобные двум группам, выделяющимся в тектонической сейсмичности. В таком смысле группой событий или кластером является просто набор событий, которые произошли ближе друг к другу в пространстве и времени, чем прочие события. Если такие группы образуют дополнительную моду на распределении обобщенных расстояний, то мы говорим, что события можно разделить на два класса: кластеризованные и некластеризованные. Если же на распределении наблюдается всего одна мода, то мы говорим, что группирование (кластеризация) мало или отсутствует. В общем смысле в контексте возможности существования более двух мод, разделять события именно на кластеризованные и фоновые не совсем корректно, потому что у них может быть природа отличная от той, что наблюдается в тектонической сейсмичности, однако далее в работе мы по-прежнему будем называть левую моду – кластеризованной частью, а правую – фоновой.

Результаты

В [табл. 1](#) представлены полученные значения параметров для выбранных периодов: M_c – представительная магнитуда, N_c – число событий, выше порога представительности, b -value – параметр наклона графика повторяемости, k – доля нескоррелированной сейсмичности, определенная методом декомпозиции, k_1 – доля нескоррелированной сейсмичности, определенная с помощью порога, полученного вручную. Желтым отмечены периоды, относящиеся к длинному рою.

Таблица 1. Параметры рассматриваемых периодов

	Период	M_c	N_c	b	k	k_1
1	12.10.1989–01.01.2001	0,3	467	1,65	0,87	0,96
2	01.01.2001–01.01.2003	0	186	1,39	0,92	0,97
3	01.01.2003–30.04.2005	0	219	1,19	0,86	0,93
4	30.04.2005–21.11.2005	0,1	145	1,82	0,96	0,94
5	21.11.2005–10.01.2006	0,1	296	1,46	0,65	0,78
6	01.01.2010–01.01.2016	–0,4	259	1,25	0,85	0,92
7	01.01.2016–01.01.2018	–0,93	1021	0,916	0,95	0,98

На [рис. 4](#) представлены соответствующие периодам из [табл. 1](#) распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа.

Для периодов задолго до извержения до начала длинного роя ([рис. 4\(2–3\)](#)), для периодов через несколько лет после извержения ([рис. 4\(6–7\)](#)), а также для первой фазы длинного роя ([рис. 4\(4\)](#)) наблюдается схожий вид распределения – почти одномодальное распределение с длинным «хвостом» слева. Форма распределения отличается от прочих в период интрузии ([рис. 4\(5\)](#)), где отсутствует этот «хвост». Поскольку в данном случае распределения практически одномодальные, для всех периодов, кроме периода интрузии (номер 5 в [табл. 1](#)), предварительный порог был выбран не по половине высоты моды, а так, чтобы обрезать «хвост» – заведомо связанные события. Полученные таким образом декомпозиции показаны на [рис. 4](#). Однако, ввиду того, что вторая компонента крайне мала, результат декомпозиции оказывается неоднозначным и допускает несколько вариантов. Поэтому для оценки степени кластеризации также используется альтернативный метод: с помощью линии $\lg T + \lg R = \lg \eta^1$ на двумерном совместном распределении перемасштабированных расстояний R и времен T , визуальным наилучшим образом разделяющей две группы значений ([рис. 5](#)), эти пороговые значения показаны красными линиями на [рис. 5](#), а полученные с таким порогом доли фоновой сейсмичности обозначены k_1 в [табл. 1](#).

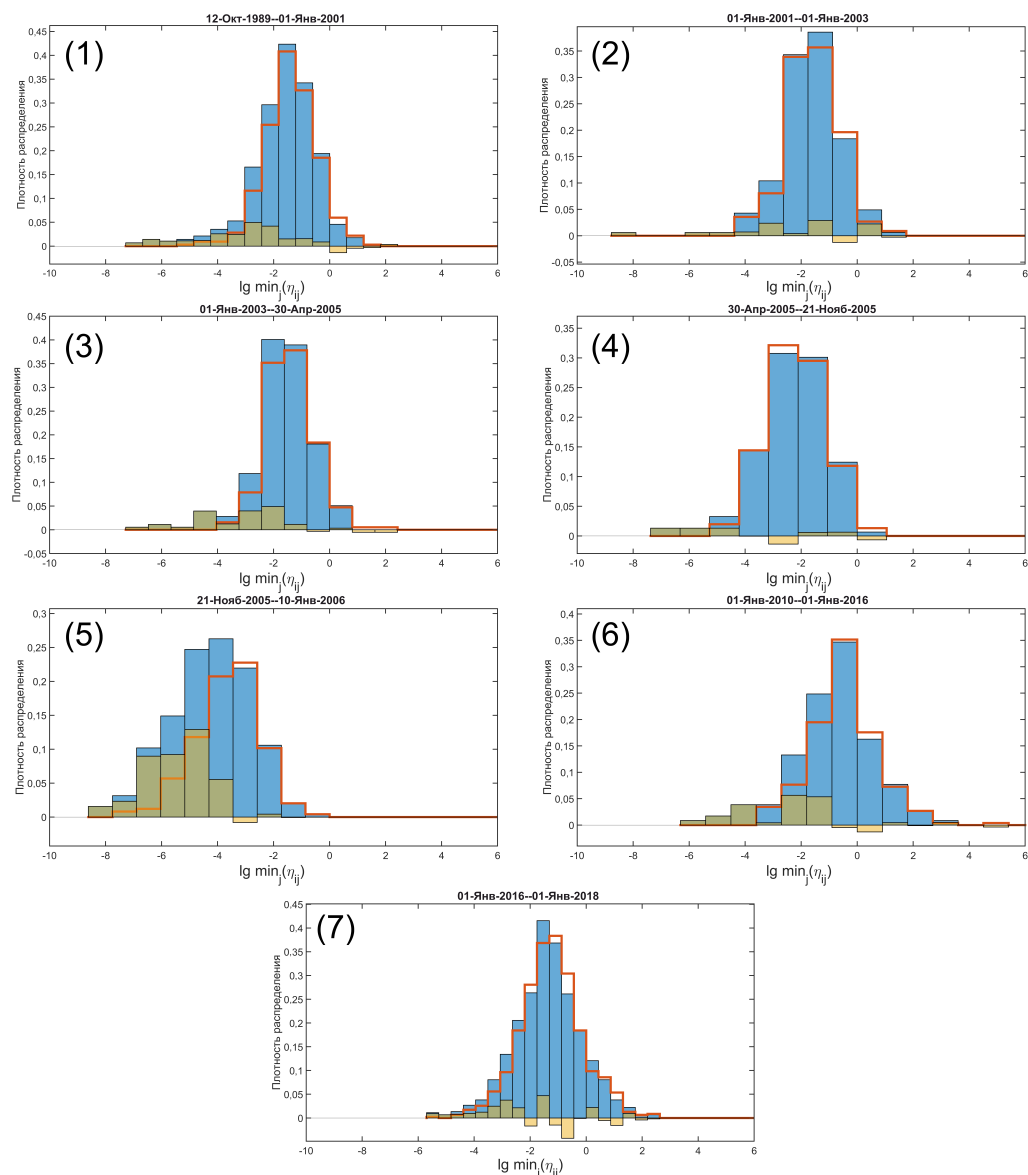


Рис. 4. Распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа в выбранных временных периодах, голубая гистограмма – фактическое реальное распределение, красная гистограмма – аппроксимация фоновой компоненты распределения, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента. Номера графиков соответствуют номерам периодов в табл. 1.

Чтобы пояснить смысл подобных распределений, рассмотрим подробнее, для примера, рис. 5(6), будем двигаться вдоль красной линии, начиная с правого нижнего угла:

- Сперва справа от линии наблюдаются пары событий далекие (относительно прочих) друг от друга по времени, но близкие по расстоянию. Такие события находятся выше порога и считаются несвязанными.
- Далее, при движении вдоль прямой, расстояния по времени постепенно уменьшаются, но при этом и расстояния по пространству увеличиваются. Такие события все еще выше порога.
- Далее, примерно на уровне значения -3 по вертикальной оси, появляются пары и слева от прямой. На таком уровне события справа и слева имеют примерно одинаковые пространственные расстояния, но отличаются значительно временным

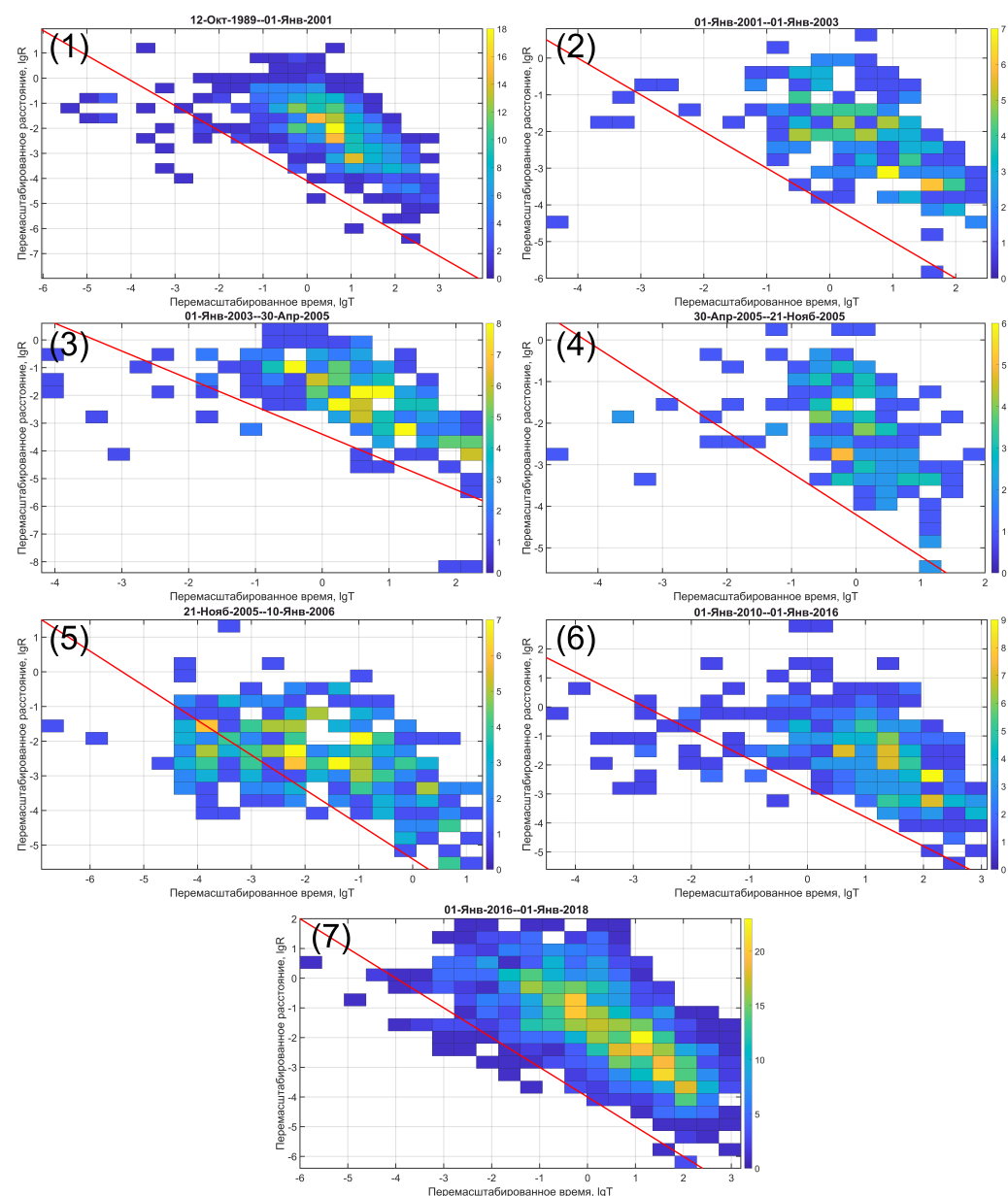


Рис. 5. Совместные ненормированные распределения перемасштабированных расстояний R и времен T . Цветовая шкала соответствует числу событий с данными перемасштабированными расстояниями до ближайшего соседа. Красные линии соответствуют пороговым значениям.

расстоянием. События слева от прямой имеют anomalно (относительно прочих) малые временные расстояния, поэтому считаются связанными.

Отсутствие anomalно близких по пространству событий может говорить о том, что все события из-за высокой плотности настолько близки друг другу, что маскируют пространственное группирование.

Из распределений можно сделать вывод, что в периоды вулканического затишья и в первую фазу длинного роя наблюдается anomalно низкая (2–8%) по сравнению с тектонической сейсмичностью доля кластеризованной сейсмичности. В работе [Koulakov *et al.*, 2023] предполагается, что вулканическая постройка сложена сильно раздробленными и флюидонасыщенными магматическими породами. Можно предположить, что в периоды вулканического затишья постоянно текущие процессы в такой среде продуцируют множество слабых сейсмических событий, а высокая степень раз-

дробленности не позволяет образовываться кластерам, подобным тем, что обычно наблюдаются в тектонической сейсмичности. Во время же второй фазы длинного роя форма отличается – одномодальное распределение без «хвоста». Для такого распределения можно произвести декомпозицию, однако она оказывается неоднозначной. На рис. 4(5) приведена лишь одна из возможных декомпозиций.

Вторая фаза длинного роя

Рассмотрим подробнее вторую фазу длинного роя – период интрузии. Отметим, что хотя распределение на рис. 4(5) является одномодальным и, казалось бы, нет оснований производить декомпозицию, показанный вариант наиболее удачно аппроксимирует правый склон наблюдаемого распределения обобщенных расстояний до ближайшего соседа по сравнению, например, с распределением перемешанного каталога без предварительной обрезки (рис. 6). В данном случае перемешанное распределение демонстрирует отклонения от наблюдаемого в левой части (рис. 6), что может косвенно говорить о том, что наблюдаемое одномодальное распределение не является полностью именно фоновым пиком.

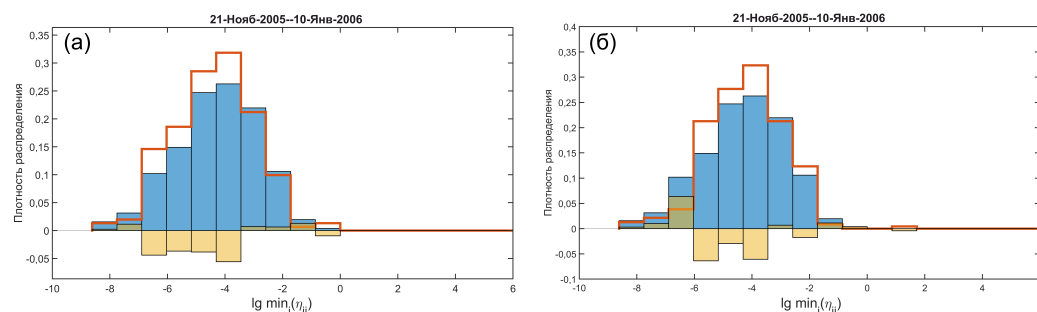


Рис. 6. Два варианта декомпозиций при перемешивании всех событий участка (без предварительной обрезки левой части) для второй фазы длинного роя (21.11.2005–10.01.2006). Голубая гистограмма – фактическое реальное распределение, красная гистограмма – фоновая компонента распределения, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента.

Стоит упомянуть, что похожая форма распределения уже наблюдалась в других работах, например, в лабораторных экспериментах [Маточкина и др., 2024] и для техногенной сейсмичности [Баранов и др., 2020]. Причиной этого может являться высокая активность, которая снижает точность локации и приводит к слиянию двух групп.

Таким образом, есть основания полагать, что сейсмический режим во второй фазе длинного роя имеет некоторую неоднородность, маскирующуюся неточностью данных.

Дополнительные подтверждения этой гипотезы можно увидеть на совместных ненормированных распределениях перемасштабированных расстояний R и времен T (рис. 5).

При сравнении таких распределений для периода второй фазы длинного роя с периодами затишья, можно увидеть качественное отличие между ними: в период затишья распределение вытянуто вдоль направления $\lg T + \lg R = \text{const}$ (T и R перемасштабированные время и расстояние, см. разд. «Методы»), а в период второй фазы длинного роя – загибается, пересекая это направление поперёк. Схожая ситуация наблюдалась в работе [Zaliapin and Ben-Zion, 2013], где были исследованы формы таких распределений на синтетических данных и различных вариантах рандомизации реального каталога Южной Калифорнии. Там приведено подобное распределение для событий, смоделированных Пуассоновским процессом, основная часть таких событий оказывается вытянута вдоль прямой $\lg T + \lg R = \text{const}$. Если проанализировать формы подобных распределений для модельных данных из [Zaliapin and Ben-Zion, 2013], наблюдаемое для периода интрузии распределение (рис. 5(5)) оказывается больше похожим на случай рандомизации каталога, когда координаты событий – равномерные случайные

числа, а времена сохранены исходные [Zaliapin and Ben-Zion, 2013]. Возможно, в нашем случае исследуемая сейсмичность под вулканом настолько плотно сконцентрирована в пространстве, что погрешности в определении координат приводят к случайному распределению эпицентров по пространству, скрывая группирование.

Для того чтобы обойти эту проблему можно применить альтернативную функцию близости, не включающую расстояния между событиями:

$$\eta_{ij}^1 = \begin{cases} t_{ij} 10^{-cm_i}, & t_{ij} > 0 \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0 \end{cases}, \quad (2)$$

где c – некоторый коэффициент. При $c = b/2$ выражение (2) совпадает с перемасштабированным временем T . Далее мы использовали значение $c = 0,3$ [Frohlich and Davis, 1990; Shebalin et al., 2020]. Распределение с такой функцией близости для второй фазы длинного роя представлено на рис. 7. Процедура перемешивания в данном случае лишена смысла, поэтому для декомпозиции эта процедура заменена просто переопределением ближайших соседей после удаления из каталога заведомо связанных событий. Заведомо связанными событиями при этом, аналогично работе [Shebalin et al., 2020], считаются события, для которых значение функции близости меньше порога, определённого по половине высоты правого максимума на правом склоне (рис. 7).

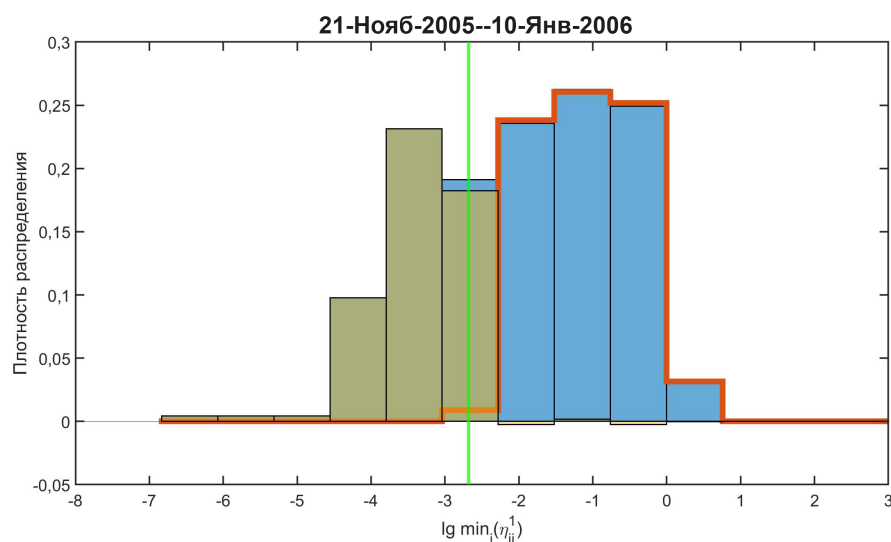


Рис. 7. Анализ группирования сейсмических событий с помощью функции близости (2) для второй фазы длинного роя. Синяя гистограмма – фактическое распределение значений функции (2) для всех событий относительно соответствующих «ближайших соседей», красная гистограмма – аппроксимация правой группы событий, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента.

Видно, что в таком случае проявляется бимодальность распределения, свидетельствующая о наличии двух групп событий. Чтобы продемонстрировать, что эта особенность присуща именно данному периоду, рассмотрим аналогичные распределения для одного из периодов вулканического затишья и для первой фазы длинного роя (рис. 8), видно, что качественно форма распределений сохранилась – одномодальная форма с длинным «хвостом» в левой части.

Далее будем использовать альтернативную функцию близости η_{ij}^1 . Тогда для второй фазы длинного роя таким образом выделяется 42 кластера, они показаны на рис. 9.

В каждом кластере определим самое сильное событие, как основной толчок, события, которые произошли до него – как форшоки, а после – как афтершоки. Хотя, возможно, эти события по своим характеристикам не в полной мере соответствуют данным терминам для тектонической сейсмичности, для удобства далее будем использовать их.

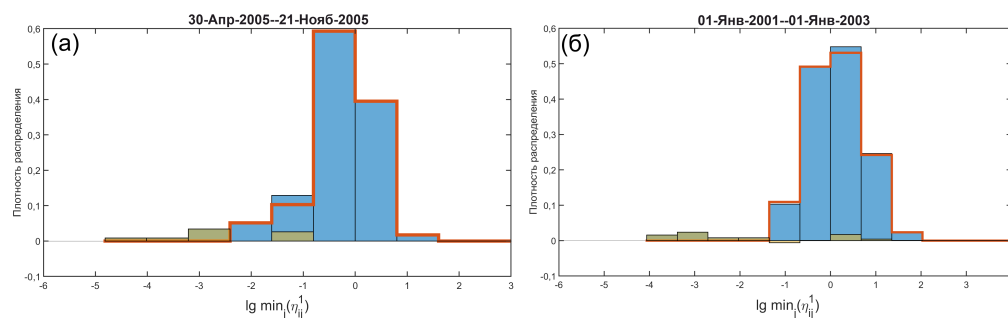


Рис. 8. Распределения расстояний до ближайшего соседа с функцией близости η_{ij}^1 . (а) – для первой фазы длинного роя, (б) – для периода затишья №2 из табл. 1. Голубая гистограмма – фактическое реальное распределение, красная гистограмма – фоновая компонента распределения, жёлтая гистограмма – полученная кластеризованная компонента.

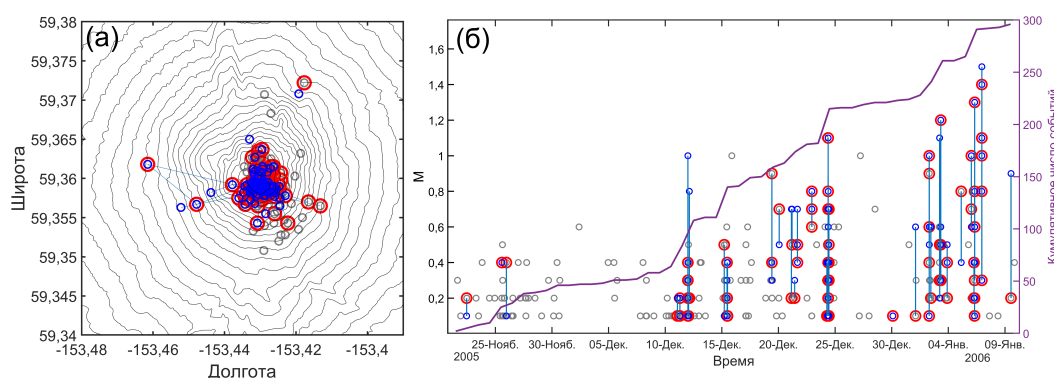


Рис. 9. Кластеры событий во второй фазе длинного роя. (а) – распределение в пространстве, (б) – во времени. Серые кружки – независимые события (функция близости относительно ближайшего соседа больше порога), синие – связанные события (функция близости меньше порога); красным обведены события, у которых есть «потомки» (то есть связанные с ним события); синими линиями показаны связи между событиями в кластерах.

В кластерах 37 афтершоков и 58 форшоков. Параметры независимых и связанных событий второй фазы длинного роя приведены в табл. 2. Определены параметр наклона графика повторяемости b , максимальная M_{\max} и средняя \bar{M} магнитуды.

Таблица 2. Параметры двух режимов сейсмичности

	b	M_{\max}	\bar{M}
Кластеризованные	0,989	1,5	0,4401
Несвязанные	1,906	1,1	0,2726

Обсуждение результатов

Для сейсмичности в районе вулканической постройки вулкана Августина в периоды вулканического затишья наблюдается низкая степень кластеризации, что само по себе является довольно необычным явлением, однако, такое уже наблюдалось, например, для событий, связанных с гейзерной активностью [Мамотин, 2023]. Также известно, что степень кластеризации падает с глубиной [Shebalin et al., 2020]. Это может быть связано с уменьшением с глубиной плотности трещин – потенциальных очагов сейсмических событий или, иными словами, степени готовности среды к разрушению [Narteau et al., 2002]. В таком случае гипотез, почему в данной ситуации наблюдается такой эффект, может быть несколько. Это может быть связано с особенностью природы самой

вулканической сейсмичности, со свойствами среды вулканической постройки, либо с более сложными эффектами, например, как результат интенсивного локализованного постоянного воздействия источника в виде магматической камеры.

Рассмотрим подробнее период длинного роя, он длился с 30.04.2005 по 10.01.2006. Период, примерно, с 18.11.2005 по 10.01.2006, согласно исследованиям деформаций, соответствует процессу интрузии магмы по дайке [Cervelli *et al.*, 2006]. А стадия до этого сопровождалась радиальными деформациями, которые удалось аппроксимировать точечным сферическим источником, примерно, на глубине уровня моря [Cervelli *et al.*, 2006], такой эффект может быть вызван повышением давления в магматической камере. К тому же в [Buurman and West, 2010] приводится анализ частот сейсмических сигналов во время извержения. Показано, что до начала извержения (конец длинного роя и короткий рой) преобладают высокочастотные (имеется в виду относительно остальных вулканических сигналов) события, которые обычно ассоциируют с вулкано-тектоническими землетрясениями. В частности, короткий рой в [Buurman and West, 2010] гипотетически связывают с финальным прорывом канала к поверхности. А в [Power and Lalla, 2010] указано, что все события длинного роя можно классифицировать как вулкано-тектонические. Таким образом, можно предложить следующий сценарий: задолго до извержения (примерно, за 256 суток) наблюдается сейсмическая активизация, в этот период проявляются радиальные деформации, высокое значение b и низкая степень кластеризации; затем через 206 суток, судя по деформациям на поверхности, начинается интрузия магмы, сейсмическая активность и степень кластеризации повышаются, параметр b снижается. По окончании длинного роя происходит интенсивный короткий рой событий, после которого начинается извержение.

Отметим, что сейсмичность второй фазы длинного роя за вычетом кластеров показывает режим схожий по параметрам с тем, что наблюдался до начала интрузии во время первой фазы – фазы радиальных деформаций (параметры сейсмичности роя до начала интрузии $b\text{-value} = 1,822$, $\bar{M} = 0,2766$, $M_{\max} = 1$, параметры несвязанной сейсмичности во время периода интрузии: $b\text{-value} = 1,906$, $\bar{M} = 0,2726$, $M_{\max} = 1,1$), а сейсмичность кластеризованных событий значительно отличается по своим параметрам ($b\text{-value} = 0,989$, $\bar{M} = 0,4401$, $M_{\max} = 1,5$). Это позволяет предполагать, что сперва повышение давления в магматической камере вызывает отклик среды в виде сейсмичности с высоким значением наклона графика повторяемости, относительно низкими магнитудами и низкой степенью кластеризации, затем начинается процесс локального разрушения среды при внедрении магмы, который имеет уже другие параметры, при этом первый процесс всё ещё продолжается. Это частично объясняет наблюдаемые вариации $b\text{-value}$ в этот период: наложение двух процессов с разными режимами сейсмичности.

Рассмотрим подробнее выделенные кластеры во второй фазе длинного роя, предположительно, соответствующей интрузии. На рис. 10 можно проследить следующую тенденцию: сперва происходит серия кластеров примерно в конце которой реализуется сильнейшее в серии событие, затем наблюдается сейсмическое затишье до начала следующей серии кластеров. Из этой картины выпадает четвертая серия (отмечено красной стрелкой на рис. 10), в ней сильнейшее событие оказалось первым в серии, это может быть результатом неточности нашего метода выделения кластеров, либо неточности самих данных. Также с осторожностью стоит относиться к первой и последней сериям, так как они могут быть обрезаны границами периода.

Если объединить кластеры в серии, получается в совокупности 98 форшоков и 32 афтершока. То есть форшоковая активность преобладает над афтершоковой в отличие от того, что чаще всего наблюдается в тектонической сейсмичности. Возможно, это вызвано тем, что в данной ситуации происходит вынужденное разрушение еще не подготовленной среды под действием интенсивного внешнего источника, в то время, как образование афтершоков зависит от состояния среды и сформированной системы трещин [Narteau *et al.*, 2002].

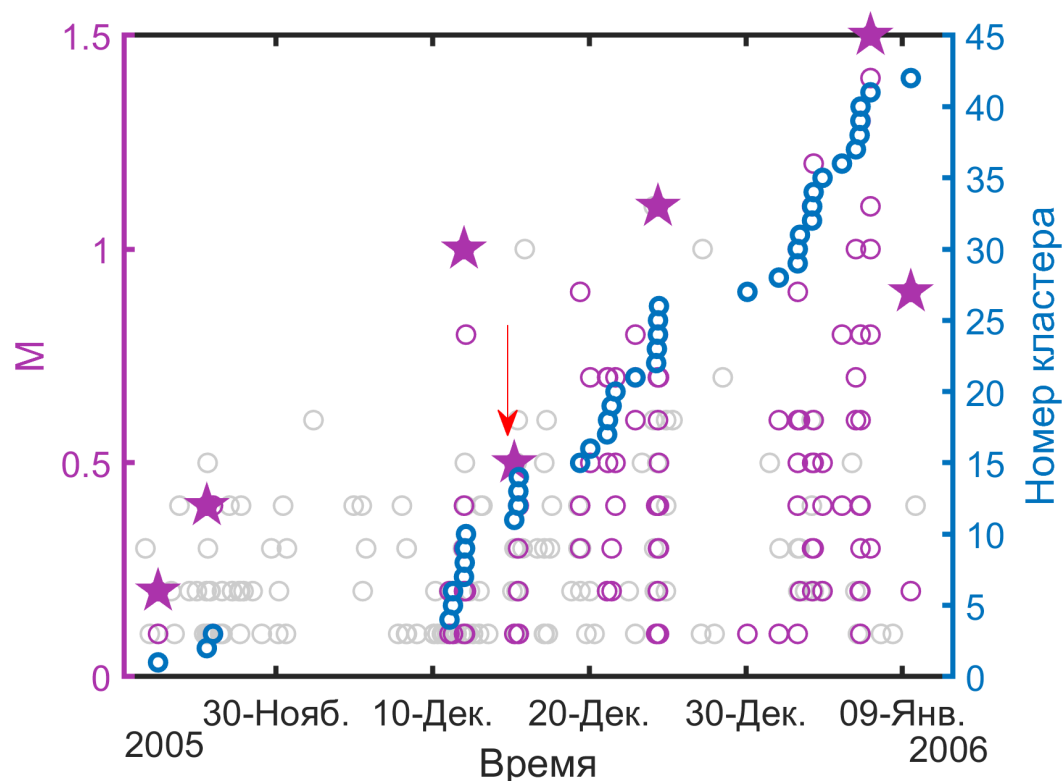


Рис. 10. Распределение кластеров второй части длинного роя во времени. Синие кружки – среднее положение событий кластера во времени, при этом значение по вертикали – порядковый номер кластера. Фиолетовые кружки – события, входящие в кластеры, серые – остальные, несвязанные события; фиолетовыми звездами показаны сильнейшие события в сериях кластеров. Красной стрелкой отмечена серия, выпадающая из общей закономерности.

Можно выделить ряд качественных тенденций:

- 1) Чем больше магнитуда основного события, тем больше у него форшоков и тем больше их магнитуда (рис. 11(а) и рис. 11(б)).
- 2) Чем больше магнитуда основного события, тем длиннее серия форшоков (рис. 11(г)).
- 3) Число и магнитуда форшоков растёт во времени по мере приближения к основному толчку (рис. 12).

Загибание графиков на рис. 11 в районе малых магнитуд основного толчка может быть вызвано тем же эффектом, что и загибание графика повторяемости.

Предложим одну из возможных интерпретаций. Сам процесс интрузии неоднороден, какие-то участки проходятся без сопротивления, а в каких-то местах встречаются «пробки». Чтобы сломать препятствие, нужно накопить достаточное количество напряжений, зависящее от условной прочности этого препятствия (затишье между сериями). Когда накопленные напряжения достигают некоторого порогового значения, начинается процесс разрушения, причём он, видимо, происходит постепенно, а не мгновенно. Такое, например, описано в модели ЛНТ [Соболев, 2019]. Причём величина максимального толчка, вероятно, зависит от прочности препятствия, а также влияет на длительность процесса разрушения и на количество и силу форшоков. Связь с количеством и силой форшоков, вероятно, тривиальна и следует из закона Гутенберга–Рихтера [Gutenberg and Richter, 1945] и наличия нижнего порога магнитуд, то есть большая часть слабых форшоков просто не зарегистрирована, при нормировке же на магнитудный диапазон, вероятно, зависимость может исчезнуть. Связь же с длительностью, видимо, характеризуется скоростью накопления напряжений и свойствами среды.

Часть из приведенных тенденций для форшоков уже описаны, например, в [Helmstetter and Sornette, 2003].

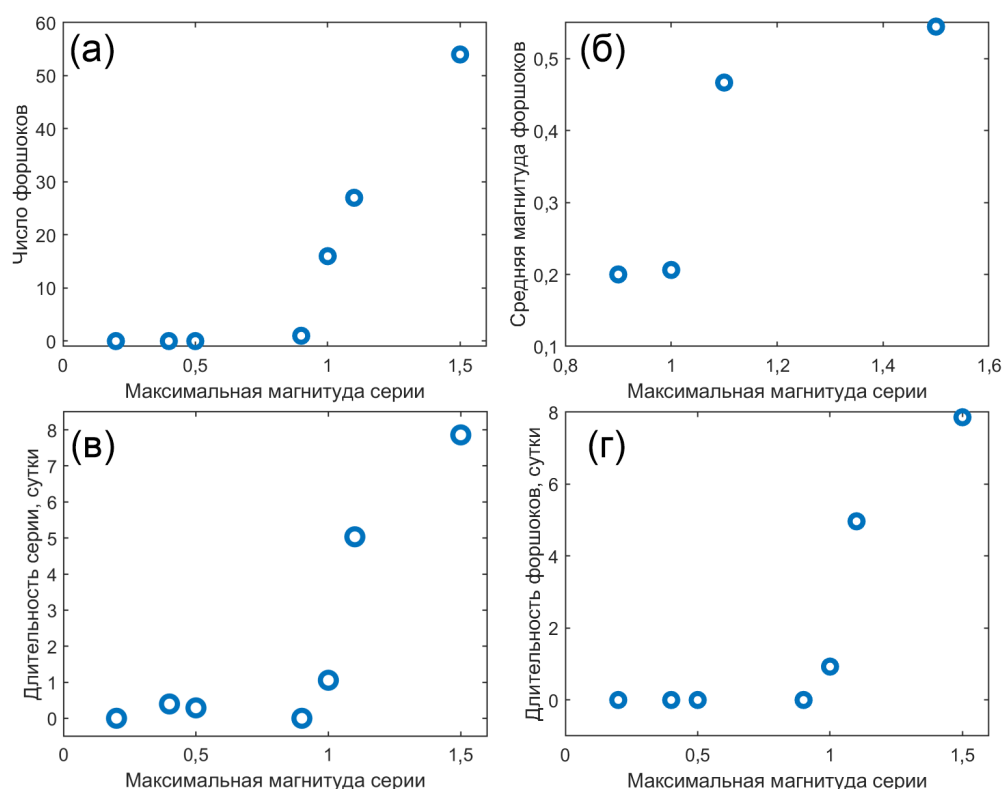


Рис. 11. Зависимости от магнитуды сильнейшего события в серии: (а) – числа форшоков серии, (б) – средней магнитуды форшоков, (в) – общей длительности серии (от первого форшока до последнего афтершока), (г) – длительности форшоков (от первого форшока до основного толчка).

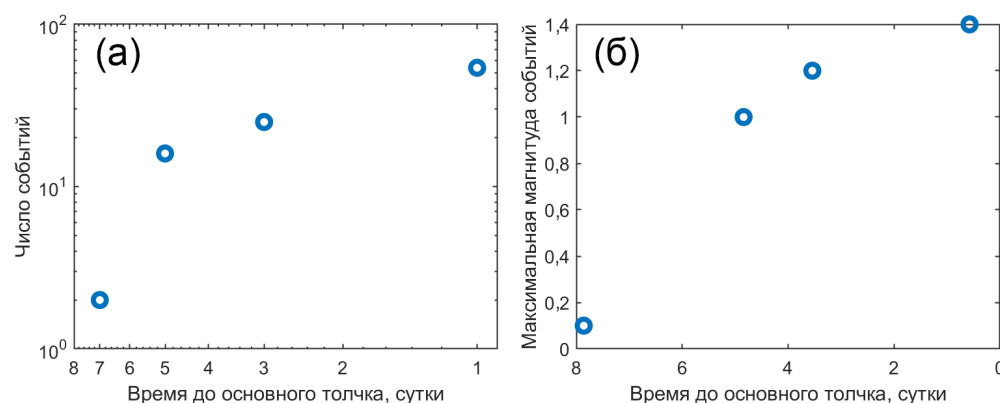


Рис. 12. Зависимости от времени до основного толчка: (а) – числа форшоков (построено по совокупности трёх самых длинных серий), (б) – максимальной магнитуды форшоков (построено только по самой длинной серии). В обоих случаях использовалось окно шириной двое суток.

Стоит отметить, что в описанную выше картину не в полной мере укладывается пространственное распределение этих серий (рис. 13).

Видно, что события самой длинной серии не слишком локализованы в пространстве. Расстояние от основного толчка до общей массы событий составляет около 1,5 км, глубина данного события 0,23 км над уровнем моря, а средняя глубина событий в период интрузии – 0,71 км над уровнем моря. К тому же многие события этой серии произошли в стороне, на западе от основного облака.

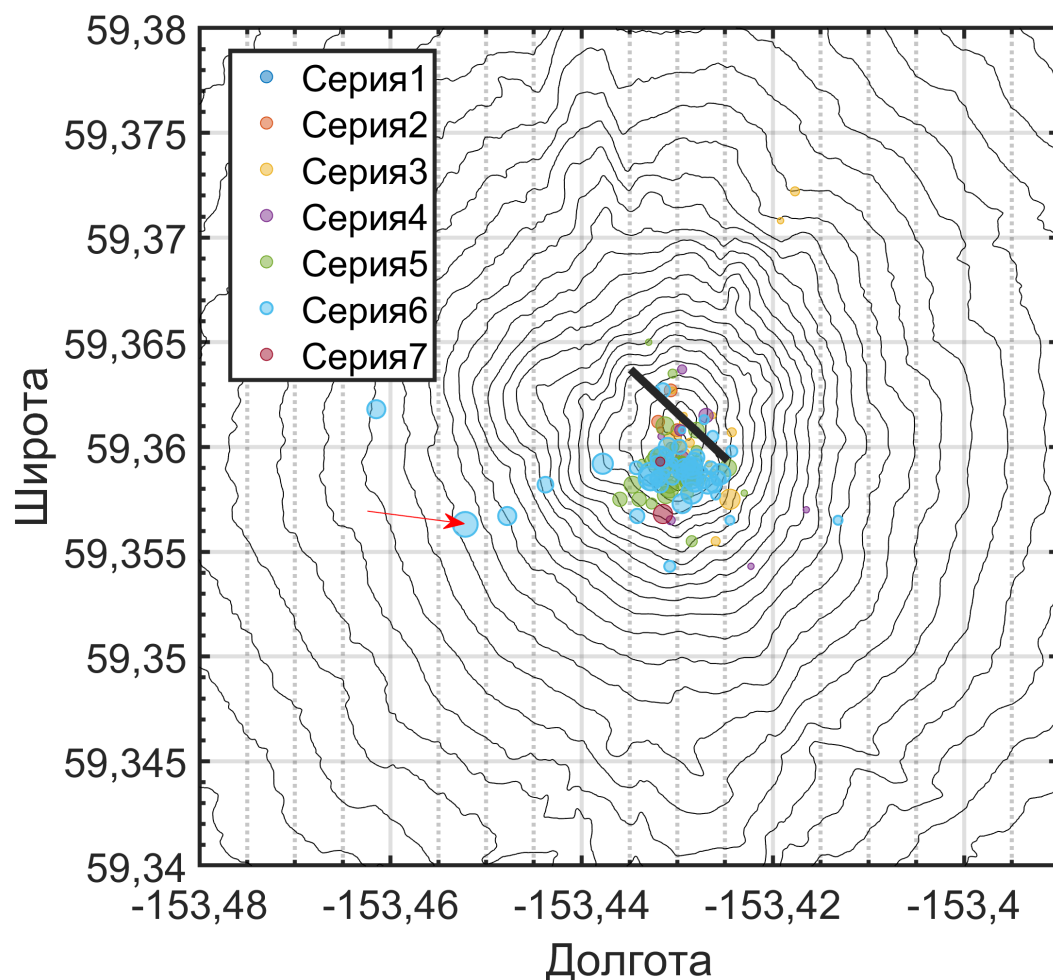


Рис. 13. Распределение серий в пространстве, кружки каждого цвета соответствуют номерам серий. Самая длинная серия №6 – бирюзовая, её основной толчок указан красной стрелкой. Черной линией показана примерная условная проекция дайки на поверхность из [Zhan et al., 2022].

С одной стороны, например, в работе [Zhan et al., 2022] дайка перед рассматриваемым извержением моделируется в виде эллипсоидального тела, расширяющегося в стороны внутри вулканической постройки. А основные смещения поверхности такой модели оказываются, направлены в большей степени как раз на запад и восток.

С другой стороны, это можно частично объяснить большими погрешностями в локации землетрясений. Например, в [Lalla and Power, 2010] погрешность в горизонтальной локации землетрясения может достигать значения около 500 м для нашего случая, хотя в нашей работе используются данные, для которых локация определялась другим методом, это даёт косвенное представление о точности координат эпицентров. К тому же, как показано в работе [Power et al., 2019], положение эпицентра по двум разным методам отличается в среднем на 1,2 км.

Заключение

В работе была проанализирована сейсмичность вулкана Августина на Аляске в периоды затишья и во время длинного роя, наблюдавшегося перед извержением 2006-го года [Jacobs and McNutt, 2010].

В основном в периоды вулканического затишья наблюдается сейсмичность, сконцентрированная в вулканической постройке или под ней с немного повышенным, относительно стандартного, значением наклона графика повторяемости от 0,916 до 1,39 (период 1989–2001 гг. имеет высокое значение b , однако это может быть связано с плохой

представительностью и ее изменениями во времени за длительный промежуток времени), а также низкой степенью группирования (2–8%), например, против (60–80%) для периодов затиший на вулканах Этна и Везувий из работы [Traversa and Grasso, 2010], а также в сравнении со значениями для «классической» тектонической сейсмичности южной Калифорнии: около 70% из работы [Traversa and Grasso, 2010] и около 63% из работы [Баранов и Шебалин, 2019]. Такой режим сейсмичности может объясняться как и особыми свойствами среды вулканической постройки, так и природой этой сейсмичности, например, нагрев от неглубокой магматической камеры или же процессами в ней самой.

Далее был подробно рассмотрен период длинного роя. На основании информации об изменениях активности и поверхностных деформациях [Cervelli et al., 2006; Jacobs and McNutt, 2010] можно предположить, что этот период охватывает два процесса: сперва радиальные деформации и поднятие вулканической постройки, затем интрузия по дайке. Также известно, что с этим периодом связаны сильные аномалии и временные вариации наклона графика повторяемости [Jacobs and McNutt, 2010]. С помощью метода ближайшего соседа с различными функциями близости [Frohlich and Davis, 1990; Zaliapin and Ben-Zion, 2013; Zaliapin et al., 2008] удалось выделить временную кластеризацию событий во время второй части роя, связанной, предположительно, с интрузией по дайке.

Сейсмичность за вычетом кластеров показывает режим схожий по параметрам с тем, что наблюдался до начала интрузии во время радиальных деформаций. Это позволяет интерпретировать такую сейсмичность как отклик среды на общее повышение давления в магматической камере, которое продолжается и во время второй фазы. Вторую же часть сейсмичности (кластеризованную), наблюдавшуюся во время второй фазы, логично связать с процессом интрузии.

Можно заметить, что кластеры во времени также объединяются в серии, разделенные промежутками – паузами. Причем в основном такие серии кластеров оканчиваются самым сильным событием серии. Такую тенденцию можно интерпретировать как накопление напряжений с последующим сбросом и разрушением, которое происходит постепенно. Однако, в отличие от тектонической сейсмичности, тут в качестве источника напряжений выступает интенсивный внешний источник – давление магмы. Это, видимо, также приводит к слабой афтершоковой активности по сравнению с тектонической сейсмичностью.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору Владимиру Борисовичу Смирнову за консультацию и ценные замечания к работе. Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН.

Список литературы

- Баранов С. В., Жукова С. А., Корчак П. А. и др. Продуктивность техногенной сейсмичности // Физика Земли. — 2020. — № 3. — С. 40–51. — DOI: [10.31857/S0002333720030011](https://doi.org/10.31857/S0002333720030011).
- Баранов С. В., Шебалин П. Н. Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. — РАН, 2019. — 218 с. — EDN: [ZJTSAT](https://www.edn.ru/ZJTSAT).
- Гордеев Е. И. Сейсмичность вулканов и контроль вулканической активности // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. — 2007. — № 2. — С. 38–45. — EDN: [IMQGPR](https://www.edn.ru/IMQGPR).
- Малютин П. А. Воздействие флюидных режимов на вариации продуктивности землетрясений по данным натурных экспериментов // 9-ая Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов». — Петропавловск-Камчатский : Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 2023.
- Маточкина С. Д., Шебалин П. Н., Смирнов В. Б. и др. Параметры группирования событий акустической эмиссии в лабораторных экспериментах по разрушению горных пород // Физика Земли. — 2024. — № 5. — С. 85–96. — DOI: [10.31857/s0002333724050066](https://doi.org/10.31857/s0002333724050066).

- Соболев Г. А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования - ЛНТ // Физика Земли. — 2019. — № 1. — С. 166–179. — DOI: [10.31857/s0002-333720191166-179](https://doi.org/10.31857/s0002-333720191166-179).
- Baiesi M., Paczusi M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Physical Review E. — 2004. — Vol. 69, no. 6. — DOI: [10.1103/physreve.69.066106](https://doi.org/10.1103/physreve.69.066106).
- Bender B. Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data // Bulletin of the Seismological Society of America. — 1983. — Vol. 73, no. 3. — P. 831–851. — DOI: [10.1785/bssa0730030831](https://doi.org/10.1785/bssa0730030831).
- Buurman H., West M. E. Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano: Chapter 2 // The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 41–57. — DOI: [10.3133/pp17692](https://doi.org/10.3133/pp17692).
- Cervelli P. F., Fournier T., Freymueller J., et al. Ground deformation associated with the precursory unrest and early phases of the January 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska // Geophysical Research Letters. — 2006. — Vol. 33, no. 18. — DOI: [10.1029/2006gl027219](https://doi.org/10.1029/2006gl027219).
- Frohlich C., Davis S. D. Single-Link Cluster Analysis As A Method to Evaluate Spatial and Temporal Properties of Earthquake Catalogues // Geophysical Journal International. — 1990. — Vol. 100, no. 1. — P. 19–32. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x).
- Grassberger P., Procaccia I. Characterization of Strange Attractors // Physical Review Letters. — 1983. — Vol. 50, no. 5. — P. 346–349. — DOI: [10.1103/physrevlett.50.346](https://doi.org/10.1103/physrevlett.50.346).
- Gutenberg B., Richter C. Frequency of earthquakes in California // Nature. — 1945. — Vol. 156. — P. 371–371. — DOI: [10.1038/156371a0](https://doi.org/10.1038/156371a0).
- Helmstetter A., Sornette D. Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2003. — Vol. 108, B10. — DOI: [10.1029/2003jb002409](https://doi.org/10.1029/2003jb002409).
- Jacobs K., McNutt S. Using seismic b-values to interpret seismicity rates and physical processes during the preeruptive earthquake swarm at Augustine Volcano 2005-2006: Chapter 3 // The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 59–83. — DOI: [10.3133/pp17693](https://doi.org/10.3133/pp17693).
- Koulakov I., Qaysi S. I., Izbekov P., et al. Structure of shallow magma sources beneath Augustine Volcano (Alaska) inferred from local earthquake tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2023. — Vol. 444. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2023.107965](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107965).
- Lalla D. J., Power J. A. A two-step procedure for calculating earthquake hypocenters at Augustine Volcano: Chapter 7 // The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 129–142. — DOI: [10.3133/PP17697](https://doi.org/10.3133/PP17697).
- Mignan A., Woessner J. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. — 2012. — DOI: [10.5078/CORSSA-00180805](https://doi.org/10.5078/CORSSA-00180805).
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M. Temporal limits of the power law aftershock decay rate // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2002. — Vol. 107, B12. — DOI: [10.1029/2002jb001868](https://doi.org/10.1029/2002jb001868).
- OpenTopography. USGS 1/3 arc-second Digital Elevation Models. — 2021. — DOI: [10.5069/G98K778D](https://doi.org/10.5069/G98K778D).
- Power J. A., Friberg P. A., Haney M. M., et al. A unified catalog of earthquake hypocenters and magnitudes at volcanoes in Alaska-1989 to 2018: Scientific Investigations Report 2019-5037. — US Geological Survey, 2019. — DOI: [10.3133/sir20195037](https://doi.org/10.3133/sir20195037).
- Power J. A., Lalla D. J. Seismic observations of Augustine Volcano, 1970-2007: Chapter 1 // The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. — US Geological Survey, 2010. — P. 3–40. — DOI: [10.3133/pp17691](https://doi.org/10.3133/pp17691).
- Shebalin P. N., Narteau C., Baranov S. V. Earthquake productivity law // Geophysical Journal International. — 2020. — Vol. 222, no. 2. — P. 1264–1269. — DOI: [10.1093/gji/ggaa252](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252).
- Sornette D., Helmstetter A. Endogenous versus exogenous shocks in systems with memory // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. — 2003. — Vol. 318, no. 3/4. — P. 577–591. — DOI: [10.1016/s0378-4371\(02\)01371-7](https://doi.org/10.1016/s0378-4371(02)01371-7).
- Traversa P., Grasso Jean-Robert. How is Volcano Seismicity Different from Tectonic Seismicity? // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2010. — Vol. 100, no. 4. — P. 1755–1769. — DOI: [10.1785/0120090214](https://doi.org/10.1785/0120090214).
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2013. — Vol. 118, no. 6. — P. 2847–2864. — DOI: [10.1002/jgrb.50179](https://doi.org/10.1002/jgrb.50179).
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V. I., et al. Clustering Analysis of Seismicity and Aftershock Identification // Physical Review Letters. — 2008. — Vol. 101, no. 1. — DOI: [10.1103/physrevlett.101.018501](https://doi.org/10.1103/physrevlett.101.018501).
- Zhan Y., Roman D. C., Mével H. Le, et al. Earthquakes Indicated Stress Field Change During the 2006 Unrest of Augustine Volcano, Alaska // Geophysical Research Letters. — 2022. — Vol. 49, no. 10. — DOI: [10.1029/2022gl097958](https://doi.org/10.1029/2022gl097958).

ANALYSIS OF VOLCANIC SEISMICITY CLUSTERING USING DATA OF THE 2006 ERUPTION OF ALASKA'S AUGUSTINE VOLCANO

E. M. Grekov^{*,1,2}  and P. N. Shebalin¹ 

¹Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics Russian academy of sciences (IEPT RAS), Moscow, Russia

²Department of the Physics of the Earth, Faculty of Physics, M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

****Correspondence to:** Evgenii Grekov, grekov.em16@physics.msu.ru

The paper is devoted to the analysis of spatiotemporal grouping of volcanic seismicity events confined to the Augustine volcano in Alaska. Heterogeneity of the seismic regime in the final preparation stage of the 2006 eruption was revealed relative to the regimes during periods of calm and the initial stage of seismic activation. This final stage is presumably associated with the process of magma intrusion into the dike, upon completion of which the eruption began. A detailed analysis of the seismicity of this phase revealed two seismic regimes that differ in their main characteristics. One of the regimes is similar in parameters to that observed at the early preparation stage – a high value of the magnitude-frequency distribution slope parameter (*b*-value) and a low degree of clustering. The second has a lower *b*-value and represents a series of clusters ending with the strongest event in the series, followed by a lull.

Keywords: volcanic seismicity, clustering of seismicity, nearest neighbor method, volcanic swarms.

Citation: Grekov, E. M. and P. N. Shebalin (2025), Analysis of Volcanic Seismicity Clustering Using Data of the 2006 Eruption of Alaska's Augustine Volcano, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4005, <https://doi.org/10.2205/2025ES001025>, EDN: XPILAB

Received: December 3, 2024

Accepted: June 3, 2025

Published: July 6, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // *Physical Review E*. — 2004. — Vol. 69, no. 6. — DOI: [10.1103/physreve.69.066106](https://doi.org/10.1103/physreve.69.066106).
- Baranov S. V., Shebalin P. N. Patterns of Post-Seismic Processes and Forecast of the Danger of Strong Aftershocks. — RAS, 2019. — 218 p. — EDN: [ZJTSAT](https://doi.org/10.2205/2019ZJTSAT) ; (in Russian).
- Baranov S. V., Zhukova S. A., Korchak P. A., et al. Productivity of Mining-Induced Seismicity // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2020. — Vol. 56, no. 3. — P. 326–336. — DOI: [10.1134/S1069351320030015](https://doi.org/10.1134/S1069351320030015).
- Bender B. Maximum likelihood estimation of *b* values for magnitude grouped data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 1983. — Vol. 73, no. 3. — P. 831–851. — DOI: [10.1785/bssa0730030831](https://doi.org/10.1785/bssa0730030831).
- Buurman H., West M. E. Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano: Chapter 2 // *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 41–57. — DOI: [10.3133/pp17692](https://doi.org/10.3133/pp17692).
- Cervelli P. F., Fournier T., Freymueller J., et al. Ground deformation associated with the precursory unrest and early phases of the January 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska // *Geophysical Research Letters*. — 2006. — Vol. 33, no. 18. — DOI: [10.1029/2006gl027219](https://doi.org/10.1029/2006gl027219).
- Frohlich C., Davis S. D. Single-Link Cluster Analysis As A Method to Evaluate Spatial and Temporal Properties of Earthquake Catalogues // *Geophysical Journal International*. — 1990. — Vol. 100, no. 1. — P. 19–32. — DOI: [10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04564.x).
- Gordeev E. I. Seismicity of volcanoes and control of volcanic activity // *Vestnik of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences*. — 2007. — No. 2. — P. 38–45. — EDN: [IMQGPR](https://doi.org/10.2205/2007IMQGPR) ; (in Russian).
- Grassberger P., Procaccia I. Characterization of Strange Attractors // *Physical Review Letters*. — 1983. — Vol. 50, no. 5. — P. 346–349. — DOI: [10.1103/physrevlett.50.346](https://doi.org/10.1103/physrevlett.50.346).

- Gutenberg B., Richter C. Frequency of earthquakes in California // *Nature*. — 1945. — Vol. 156. — P. 371–371. — DOI: [10.1038/156371a0](https://doi.org/10.1038/156371a0).
- Helmstetter A., Sornette D. Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2003. — Vol. 108, B10. — DOI: [10.1029/2003jb002409](https://doi.org/10.1029/2003jb002409).
- Jacobs K., McNutt S. Using seismic b-values to interpret seismicity rates and physical processes during the preeruptive earthquake swarm at Augustine Volcano 2005-2006: Chapter 3 // *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 59–83. — DOI: [10.3133/pp17693](https://doi.org/10.3133/pp17693).
- Koulakov I., Qaysi S. I., Izbekov P., et al. Structure of shallow magma sources beneath Augustine Volcano (Alaska) inferred from local earthquake tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2023. — Vol. 444. — DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2023.107965](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107965).
- Lalla D. J., Power J. A. A two-step procedure for calculating earthquake hypocenters at Augustine Volcano: Chapter 7 // *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 129–142. — DOI: [10.3133/PP17697](https://doi.org/10.3133/PP17697).
- Malyutin P. A. The Impact of Fluid Regimes on Earthquake Productivity Variations Based on Field Experiments // 9th All-Russian Scientific and Technical Conference with International Participation «Problems of Complex Geophysical Monitoring of Seismically Active Regions». — Petropavlovsk-Kamchatsky : Kamchatka Branch of the Federal Research Center of Geophysical Surveys of the Russian Academy of Sciences, 2023. — (In Russian).
- Matochkina S. D., Shebalin P. N., Smirnov V. B., et al. Acoustic Emission Events Clustering Parameters in Laboratory Rock Fracture Experiments // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2024. — Vol. 60, no. 5. — P. 913–922. — DOI: [10.1134/s1069351324700836](https://doi.org/10.1134/s1069351324700836).
- Mignan A., Woessner J. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. — 2012. — DOI: [10.5078/CORSSA-00180805](https://doi.org/10.5078/CORSSA-00180805).
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M. Temporal limits of the power law aftershock decay rate // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2002. — Vol. 107, B12. — DOI: [10.1029/2002jb001868](https://doi.org/10.1029/2002jb001868).
- OpenTopography. USGS 1/3 arc-second Digital Elevation Models. — 2021. — DOI: [10.5069/G98K778D](https://doi.org/10.5069/G98K778D).
- Power J. A., Friberg P. A., Haney M. M., et al. A unified catalog of earthquake hypocenters and magnitudes at volcanoes in Alaska-1989 to 2018: Scientific Investigations Report 2019-5037. — US Geological Survey, 2019. — DOI: [10.3133/sir20195037](https://doi.org/10.3133/sir20195037).
- Power J. A., Lalla D. J. Seismic observations of Augustine Volcano, 1970-2007: Chapter 1 // *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*. — US Geological Survey, 2010. — P. 3–40. — DOI: [10.3133/pp17691](https://doi.org/10.3133/pp17691).
- Shebalin P. N., Narteau C., Baranov S. V. Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. — 2020. — Vol. 222, no. 2. — P. 1264–1269. — DOI: [10.1093/gji/ggaa252](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252).
- Sobolev G. A. Avalanche Unstable Fracturing Formation Model // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2019. — Vol. 55, no. 1. — P. 138–151. — DOI: [10.1134/S1069351319010117](https://doi.org/10.1134/S1069351319010117).
- Sornette D., Helmstetter A. Endogenous versus exogenous shocks in systems with memory // *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*. — 2003. — Vol. 318, no. 3/4. — P. 577–591. — DOI: [10.1016/s0378-4371\(02\)01371-7](https://doi.org/10.1016/s0378-4371(02)01371-7).
- Traversa P., Grasso Jean-Robert. How is Volcano Seismicity Different from Tectonic Seismicity? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 2010. — Vol. 100, no. 4. — P. 1755–1769. — DOI: [10.1785/0120090214](https://doi.org/10.1785/0120090214).
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2013. — Vol. 118, no. 6. — P. 2847–2864. — DOI: [10.1002/jgrb.50179](https://doi.org/10.1002/jgrb.50179).
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V. I., et al. Clustering Analysis of Seismicity and Aftershock Identification // *Physical Review Letters*. — 2008. — Vol. 101, no. 1. — DOI: [10.1103/physrevlett.101.018501](https://doi.org/10.1103/physrevlett.101.018501).
- Zhan Y., Roman D. C., Mével H. Le, et al. Earthquakes Indicated Stress Field Change During the 2006 Unrest of Augustine Volcano, Alaska // *Geophysical Research Letters*. — 2022. — Vol. 49, no. 10. — DOI: [10.1029/2022gl097958](https://doi.org/10.1029/2022gl097958).

ПРИМЕНЕНИЕ СВЁРТОЧНЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСЕЙ ЛИНЕЙНЫХ АНОМАЛИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

А. Д. Шклярук^{*} , К. М. Кузнецов 

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

^{*} **Контакт:** Алексей Дмитриевич Шклярук, alexsh9898@yandex.ru

Статья посвящена применению свёрточных нейронных сетей (СНС) для автоматизированного выделения осей линейных аномалий магнитного поля. В ходе работы составлена оригинальная архитектура СНС на основе U-Net с использованием предобученных весов VGG-16, обучение которой выполнено на выборке из 500 модельных примеров. Рассматриваемый в работе подход может стать оптимальным инструментом при структурной интерпретации аномальных магнитных полей. В результате апробации предлагаемых СНС, на примере поля одного из участков Баренцева моря, выделены оси линейных аномалий, во многом совпадающие с положением осей, полученных ручной экспертной интерпретацией, что показывает высокую эффективность применения современных технологий искусственных нейронных сетей.

Ключевые слова: Свёрточные нейронные сети, магниторазведка, линейные аномалии магнитного поля, Баренцево море, дайки.

Цитирование: Шклярук, А. Д. и Кузнецов К. М. Применение свёрточных нейронных сетей для выделения осей линейных аномалий магнитного поля // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4007. — DOI: 10.2205/2025es001003 — EDN: OZAKIC

Введение

На сегодняшний день для решения различных задач изучения глубинного строения Земли, Луны и других объектов в комплексе геолого-геофизических методов активно используются потенциальные поля (гравитационное и магнитное). Их качественный анализ позволяет составить схемы, в том числе связанные с тектоникой изучаемых областей. В такой анализ входят выделение линейных структур поля, классификация и кластеризация аномалий и иные процедуры.

В рамках данной работы рассмотрена задача выделения линейных аномалий магнитного поля, которые могут быть приурочены, например, к различным протяжённым магматическим комплексам (дайкам), разломным зонам, а также техногенным линейным объектам и др. В настоящее время ее решение во многих случаях сводится на первом этапе к поиску наиболее информативных трансформант с подходящими ядрами преобразования (например, высокочастотная фильтрация, вычисление полного горизонтального градиента и т.п.), и на втором этапе – ручная экспертная интерпретация. В данной работе рассмотрен метод по выделению линейных структур потенциальных полей, основанный на свёрточных нейронных сетях.

Основные понятия

Свёрточная нейронная сеть (СНС) – это тип многослойного персептрона (нейронной сети прямого распространения), часть слоёв которой сконструирована таким образом, что связь между ними описывается дискретной свёрткой [Хайкин, 2016; Venkatesan and Li, 2017]. На вход таких слоёв подаётся числовая матрица, с которой сворачивается ядро, определяемое весами нейронов. На выход представляется матрица числовых признаков, которая, в свою очередь, подаётся на вход следующего слоя (рис. 1).

<https://elibrary.ru/ozakic>

Получено: 24 ноября 2024 г.
Принято: 24 февраля 2025 г.
Опубликовано: 10 июля 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

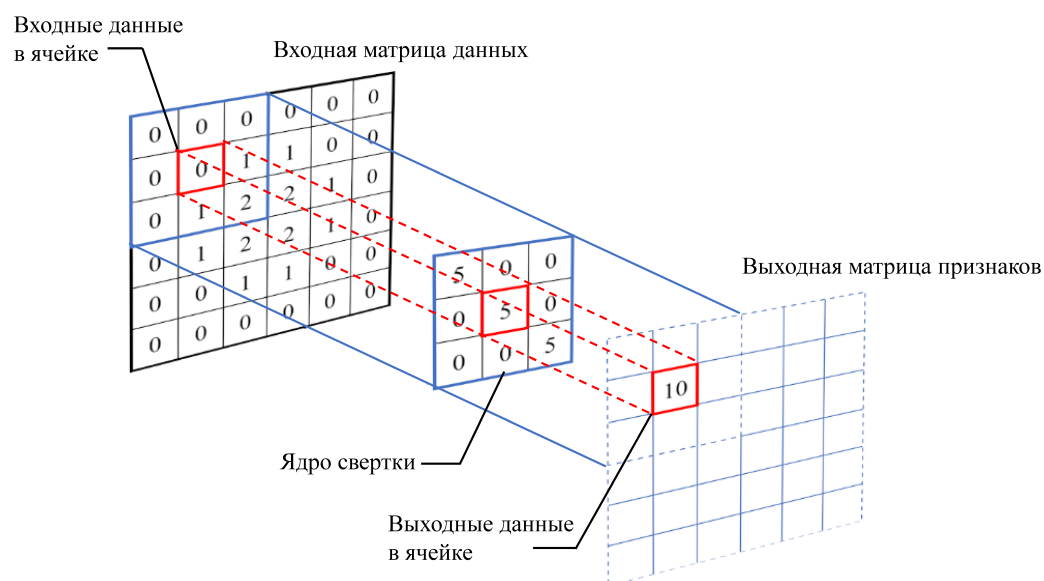


Рис. 1. Схема работы свёрточного слоя.

Матрица, получаемая в результате свёртки, обладает меньшим размером, т.к. центр ядра преобразования не может совпадать с положением крайних значений входной матрицы [Stankovic and Mandic, 2021]. Это видно из рис. 1, где невозможно переместить ядро выше или левее. В случае, если размерность выходной матрицы должна совпадать с размерностью входной применяется метод *padding* – искусственное добавление нулевых значений по краям входной матрицы. Если на выходе наоборот нужны матрицы меньшего размера, то применяется метод – *striding* – увеличение шага перемещения ядра свёртки [Stankovic and Mandic, 2021]. Такие методы могут быть представлены отдельными слоями нейронной сети.

Также в практике применения СНС применяются слои *объединения* (*пулинга*), представляющие собой сжатие матрицы путём сложения значений её соседних элементов (рис. 2а). Этот слой важен для извлечения доминирующих признаков. Объединение может быть основано на выборе максимального или среднего значения в блоке. Существует и обратная операция, увеличивающая размерность матрицы – *расширение* (*апсемплинг*) (рис. 2б) [Stankovic and Mandic, 2021].

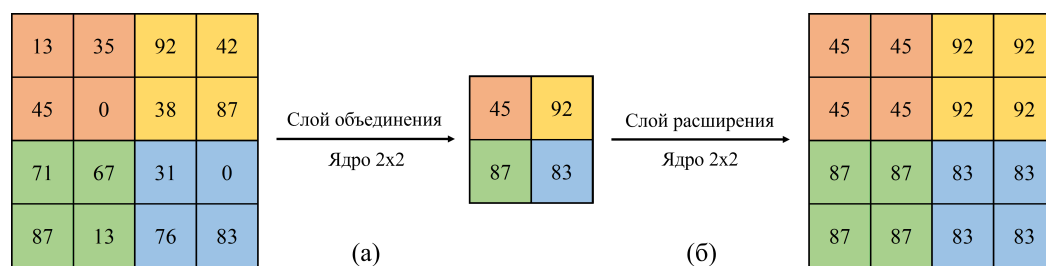


Рис. 2. Пример работы слоя объединения (а) и слоя расширения (б).

Создание обучающей выборки

Для выбора архитектуры свёрточной нейронной сети и определения весов её нейронов, получаемых в ходе обучения, необходимо подготовить обучающую выборку. В ходе данной работы она составлена из примеров, которые включают пары входных (магнитное поле) и выходных (положение линеаментов) матриц. Обучающая выборка может быть как собрана на основе размеченных реальных примеров данных, так и создана синтетическим путём. При этом важно, чтобы она была репрезентативной и включала достаточное количество примеров для эффективного обучения алгоритма.

Обучающая выборка может достигать нескольких сотен, а порой и тысяч отдельных примеров. Одной из сложностей при использовании машинного обучения для решения задач интерпретации потенциальных полей является затруднённый поиск и подготовка необходимого большого количества реальных проинтерпретированных (размеченных) данных. Поэтому в работе массив данных создан синтетическим путём. В дальнейшем для улучшения результатов планируется дополнительно использовать реальные примеры для обучения.

В качестве модели аномального магнитного поля ΔT линейно вытянутого источника рассмотрен эффект прямоугольной призмы, геометрические параметры которой близки к модели дайки [Булычев и др., 2019]:

$$\Delta T = \sqrt{(T_{0X} + X)^2 + (T_{0Y} + Y)^2 + (T_{0Z} + Z)^2} - T_0,$$

где X , Y , Z – компоненты аномального магнитного поля, T_0 – нормальное магнитное поле, а T_{0X} , T_{0Y} , T_{0Z} – соответствующие его компоненты. В рамках данной работы рассмотрены только вертикально намагниченные прямоугольные призмы, компоненты магнитного эффекта которых можно записать [Plouff, 1976]:

$$\begin{aligned} X &= J_z \ln(r + \eta_i) \begin{vmatrix} \xi_2 & \eta_2 \\ \xi_1 & \eta_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \zeta_2 \\ \zeta_1 \end{vmatrix}; \\ Y &= J_z \ln(r + \xi_i) \begin{vmatrix} \xi_2 & \eta_2 \\ \xi_1 & \eta_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \zeta_2 \\ \zeta_1 \end{vmatrix}; \\ Z &= -J_z \arctan\left(\frac{\xi_i \eta_i}{\zeta_i r}\right) \begin{vmatrix} \xi_2 & \eta_2 \\ \xi_1 & \eta_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \zeta_2 \\ \zeta_1 \end{vmatrix}. \end{aligned}$$

где J_z – намагниченность призмы, ξ_i , η_i , ζ_i – координаты границ призмы по осям O_x , O_y и O_z соответственно в предположении, что точка расчёта расположена в начале системы координат, а r – расстояние от точки расчёта до угла призмы с координатами ξ_i , η_i , ζ_i .

Для расчёта формируется область размером 192×192 ячейки, что при масштабе, например, 1:10 000 соответствует области порядка 20×20 км. Важно отметить, что размер ячеек матрицы не является параметром, участвующим в обучении и работе нейронной сети. Количество ячеек выбрано исходя из архитектуры нейронной сети, используемой в работе, обусловленной скоростью обучения и возможностями персонального компьютера.

Алгоритм создания обучающей выборки состоит из следующих пунктов:

1. С помощью генератора случайных чисел задаются положение и геометрические параметры призмы, а именно ширина, длина, высота и угол поворота, а также намагниченность и параметры нормального поля. Пределы изменчивости параметров подобраны таким образом, чтобы вычисляемые аномалии магнитного поля были подобны реально зафиксированным;
2. Вычисляется магнитный эффект полученной призмы в точках матрицы размером 192×192 ячеек (рис. 3а);
3. Создаётся матрица, характеризующая положение линеамента. В ней над источником задаётся значение 1, а остальные ячейки равны 0 (рис. 3б);
4. Создаётся матрица со значениями искусственной помехи (шума): для каждой ячейки вычисляется случайно значение из диапазона 10–50% от амплитуды рассчитанного поля. Поскольку синтетические модели должны характеризовать реально существующие поля, характеризующиеся гладкой формой, то полученная матрица сглаживается фильтром осреднения в скользящем окне размером 30×30 ячеек (рис. 3в);
5. Полученный магнитный эффект призмы и шума суммируются (рис. 3г).

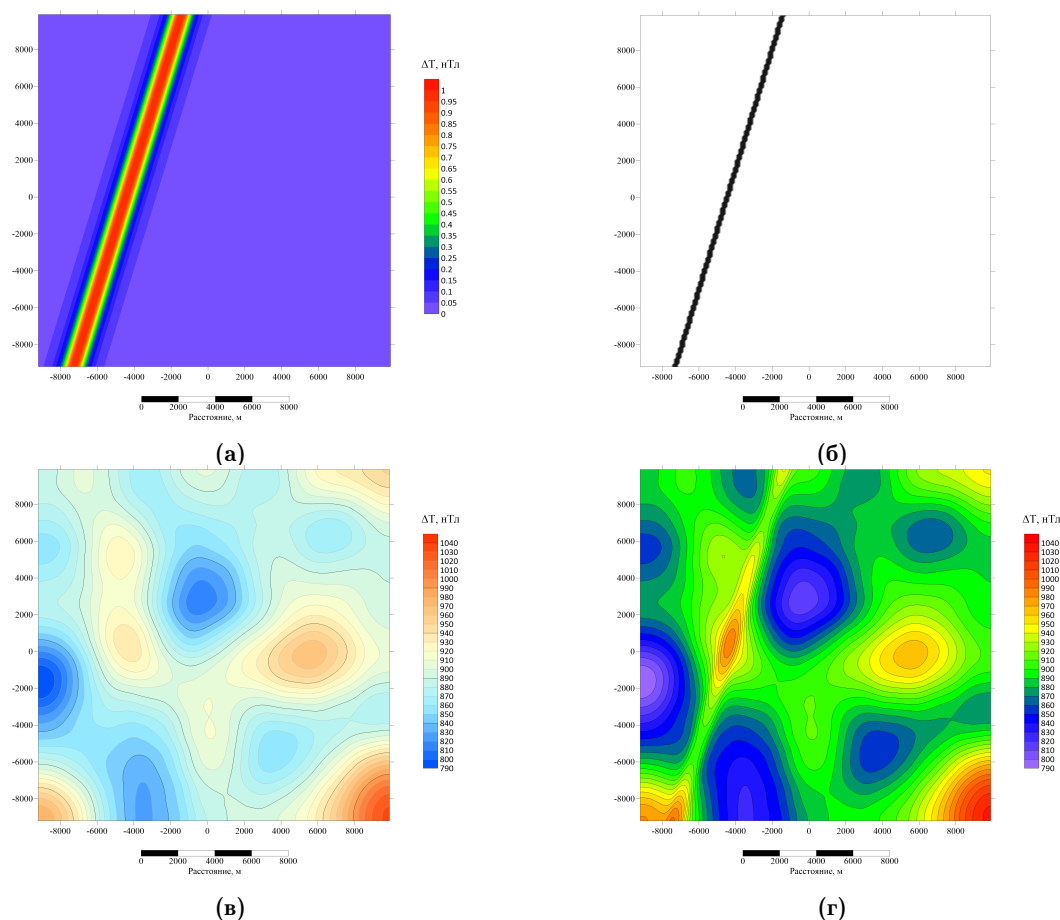


Рис. 3. Пример модели из обучающей выборки: (а) – магнитный эффект линейно вытянутой призмы; (б) – положение линеамента, используемое для обучения СНС; (в) – случайный шум; (г) – итоговая модель для обучения СНС.

Для эффективного обучения нейронной сети необходимо привести входные данные (аномальное магнитное поле) к размерности выходных (матрица, характеризующая положение линеамента) – выполнить нормализацию. Это особенно важно при работе с большими объёмами данных, где каждый элемент может иметь различный диапазон значений. Полученная матрица магнитного поля нормализуется и приводится к диапазону от 0 до 1.

В результате каждый пример из обучающей выборки включает в себя две матрицы: магнитное поле и положение линейной структуры. Для приближения синтетических данных к реальным одна модель включает случайное количество от 1 до 10 линейных объектов, случайным образом расположенных на карте.

Для обучения нейронной сети создан массив из 500 наборов полей и положения линеаментов.

Создание модели нейронной сети и её обучение

Для решения задачи необходимо выбрать оптимальную архитектуру СНС, включающую в себя различные компоненты, такие как свёрточные слои, слои пулинга и иные скрытые слои, таким образом, чтобы наиболее эффективно обрабатывать входные данные и переходить от конкретных особенностей входной матрицы к более абстрактным деталям. Кроме того, каждый слой нейронной сети может включать различные функции активации нейронов [Хайкин, 2016].

Задачу выделения линейных структур в поле можно отнести к задаче сегментации изображения [Shapiro and Stockman, 2000]. В настоящее время в различных сферах для решения подобных задач применяется готовая архитектура свёрточной нейронной сети – U-Net. Она названа в честь буквы «U», которую напоминает её структура (рис. 4).

Эта архитектура имеет две части: кодирующую, которая уменьшает размер изображения, и декодирующую, которая увеличивает его обратно [Ronneberger et al., 2015].

Кодирующая часть состоит из нескольких свёрточных слоёв, которые последовательно уменьшают пространственное разрешение модели, одновременно увеличивая число каналов (глубину) карты признаков. Это позволяет создавать более информативные признаки аномального магнитного поля. Декодирующая часть также состоит из нескольких свёрточных слоёв, которые увеличивают размер изображения и постепенно уменьшают количество признаков, приводя их к 1-му результативному [Ronneberger et al., 2015].

В архитектуре СНС U-Net веса в кодирующей и декодирующей частях связаны, что позволяет сохранять детали входных данных несмотря на множество слоёв, уменьшающих их размерность [Ronneberger et al., 2015].

До обучения СНС первоначальные веса задаются случайным образом. Для улучшения обучения нейронной сети возможно использовать предобученные веса модели глубокого обучения, эффективно решающие задачи сегментации объектов на изображениях. В языке программирования Python существует множество моделей СНС, обученных сегментировать изображения: VGG [Simonyan and Zisserman, 2014] (рис. 5), ResNet [He et al., 2016], Inception [Szegedy et al., 2015], EfficientNet [Tan and Le, 2019] и др. Все они обучены на выборке, состоящей из более чем 14 миллионов изображений, представленным в базе данных ImageNet [Deng et al., 2009]. Данные сети обучены для сегментации изображений, не связанных с геолого-геофизическими задачами, поэтому использовать веса без дообучения в нашей задаче невозможно.

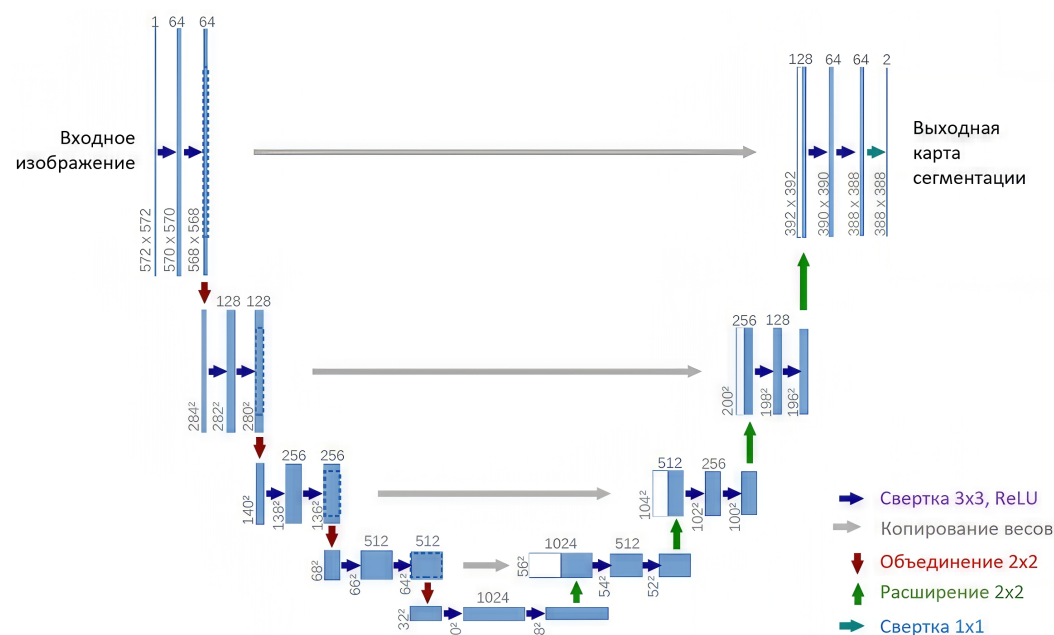


Рис. 4. Схема свёрточной нейронной сети архитектуры U-Net [Ronneberger et al., 2015].

Вышеперечисленные модели различаются между собой количеством слоёв свёртки и пулинга, но принцип действия у них схож. Для задачи выделения линейных аномалий опытным путём выбрана сеть VGG-16 (рис. 5), которая состоит из 16 настраиваемых слоёв: 13 слоёв свёртки и 3 полносвязанных слоёв. Также в данной сети присутствует 5 слоёв пулинга, которые уменьшают изображение вдвое. Можно выделить несколько преимуществ в использовании предобученных весов VGG-16 [Simonyan and Zisserman, 2014]:

1. Ранние слои VGG-16 (первые свёртки) обучены распознавать универсальные паттерны: границы, текстуры, линии. Эти признаки полезны даже для неродственных задач (например, линейных магнитных аномалий);

2. Предобученные веса служат хорошей начальной точкой, сокращая время обучения. Модель не начинается «с нуля», а сразу фокусируется на адаптации к поставленной задаче;
3. Использование предобученных весов снижает риск переобучения, особенно если данных мало.

Для построения собственной СНС типа U-Net с предобученными весами сети VGG-16 случайные веса декодера (левая часть на рисунке 4) сети U-Net заменены на предобученные веса сети VGG-16. На следующем этапе СНС дообучалась на подготовленной выборке, описанной выше (рис. 3) [Шклярчук и Кузнецов, 2024].

Для оценки точности обучения выполнено разделение подготовленной выборки на обучающую и тестовую в соотношении 80:20 соответственно.

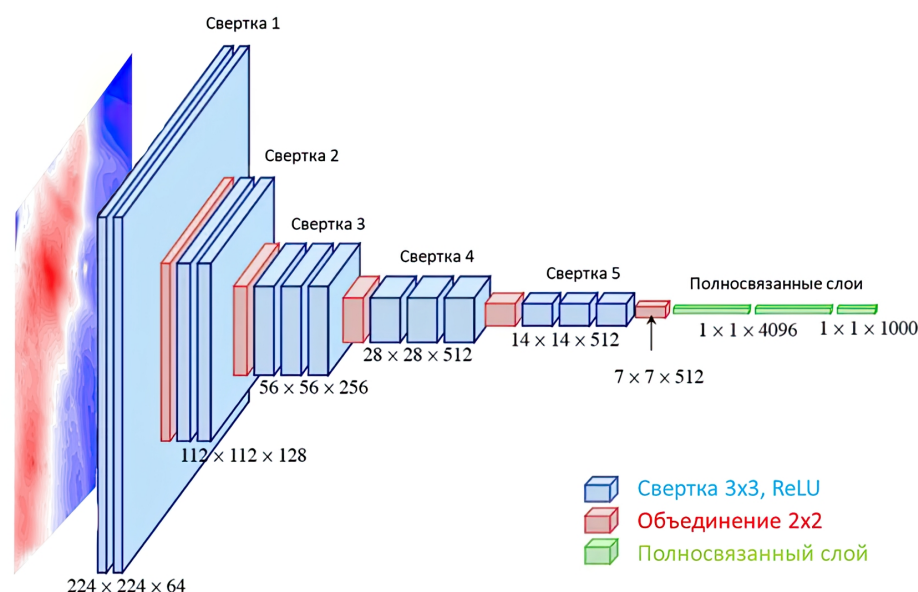


Рис. 5. Свёрточная нейронная сеть VGG16 (по [Simonyan and Zisserman, 2014] с дополнениями).

При обучении нейронной сети необходимо задать гиперпараметры [Хайкин, 2016]:

1. Оптимизатор, который будет использоваться для минимизации функции потерь. Некоторые из популярных оптимизаторов: Adam, SGD (Stochastic Gradient Descent), RMSProp и другие;
2. Скорость обучения, которая определяет, насколько существенно будут корректироваться веса нейронной сети с учётом функции потерь при её обучении;
3. Метрика для оценки качества модели нейронной сети во время обучения. Это может быть, например, средняя квадратическая ошибка (MSE), кросс-энтропия (Cross-entropy), среднее расхождение (Accuracy) и др.;
4. Количество эпох, то есть количество циклов обучения на всем наборе данных;
5. Размер батча, который определяет, сколько моделей из выборки для обучения будет обработано за одну эпоху обучения.

Во время обучения нейронной сети важно отслеживать изменение ошибок, чтобы определить, когда модель достигает оптимального уровня производительности.

Для решения задачи выделения линейных аномалий потенциальных полей были выбраны следующие параметры обучения: оптимизатор – Adam, скорость обучения – 0,0001, метрика оценки качества – Accuracy + Cross Entropy, количество эпох – 50, размер батча (количество карт для одной эпохи) – 25. На синтетических примерах по метрике Accuracy получено значение – 0,996, по MSE – 0,003.

Апробация обученной СНС на модельном примере

Для оценки точности работы нейронной сети создана валидационная выборка из модельных примеров, которые не входили ни в обучающую, ни в тестовую выборки. Она состоит из 100 примеров, на которых количество линейных аномалий на одной карте варьировалось от 6 до 10. На синтетических примерах с большим количеством линеаментов (от 6 до 10) свёрточная нейронная сеть работает с точностью более 0,9 по метрике Ассигасу (рис. 6). Основные ошибки возникают на пересечениях линеаментов и на краях моделей аномального магнитного поля.

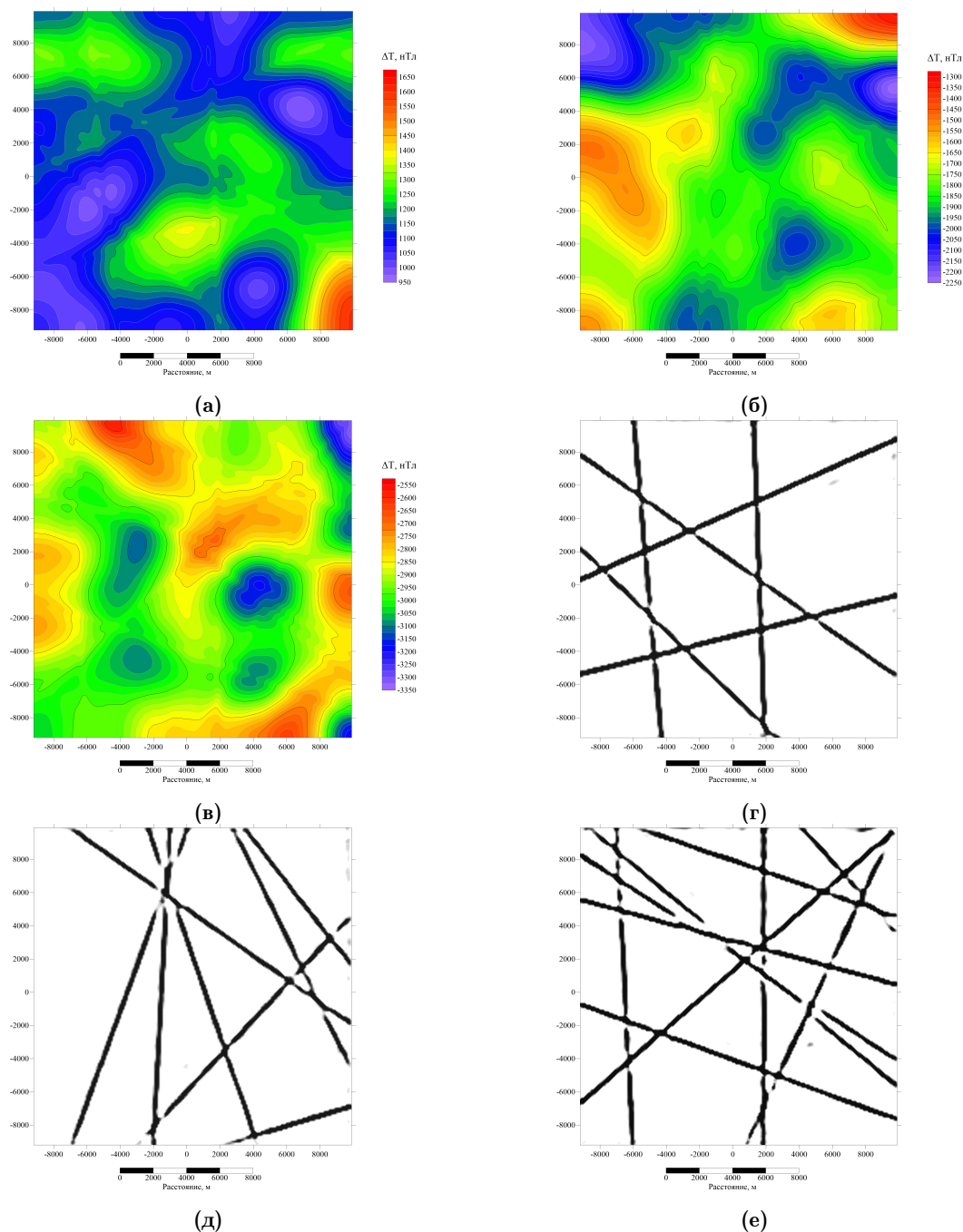


Рис. 6. Результат работы СНС на синтетических примерах: (а), (б), (в) – модельные примеры с линейными аномалиями; (г), (д), (е) – выделенные линеаменты с помощью СНС.

Апробация обученной СНС на примере поля участка Баренцева моря

В качестве примера для отработки алгоритма полученной СНС использовано аномальное магнитное поле участка Баренцева моря. В регионе широко распространена сеть даек различного простирания, проявленных в магнитном поле в виде линейных аномалий [Лыгин и др., 2023]. В качестве примера рассмотрен небольшой участок (50 × 50 км) высокоточной детальной гидромагнитной съёмки, в периметре которого в аномальном магнитном поле отчётливо проявляются крупные дайки (рис. 7). Предварительно, для использования обученной СНС, размерность модели аномального магнитного поля разрежалась до размера 192 × 192 ячейки. Стоит отметить, что рассматриваемый алгоритм применим к картам любого размера. Чтобы применить СНС для данных иного размера необходимо выполнить две процедуры: 1) увеличение размера матрицы данных до размеров кратных 192 путём добавления ячеек с нулевыми значениями и 2) разделение всей области данных на патчи размером 192 × 192 ячейки.

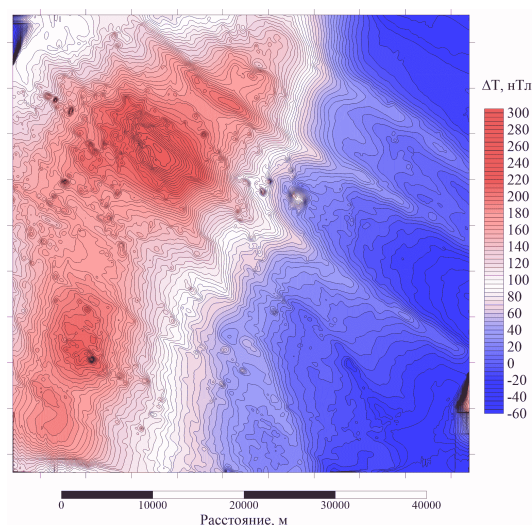


Рис. 7. Аномальное магнитное поле участка детальных гидромагнитных работ Баренцева моря.

Свёрточная нейронная сеть, обученная на синтетических моделях, применена к аномальному магнитному полю с целью выделения линейных магнитных аномалий, связанных с эффектом от даек (рис. 7). На рис. 8 представлено сравнение результатов применения СНС (чёрный цвет) и результатов комплексной интерпретации, описанной в работе [Черников и др., 2020] (жёлтый цвет). Стоит отметить, что несмотря на то, что в примерах из обучающей выборки максимальное количество линеаментов – 10, полученная СНС способна выделять неограниченное количество линейных элементов. Связано это в первую очередь с тем, что сеть не учитывает семантику «объектов», а лишь активизирует соответствующие пиксели, похожие на обученные паттерны.

Результат выделенных аномалий с помощью СНС визуально коррелирует с результатом комплексной интерпретацией. Однако при этом в результатах работы сети есть области, не выделенные экспертом. Также встречаются области, которые не связаны в единый массив, хотя и составляют цепочку. Для подтверждения выделенных линеаментов рассчитана высокочастотная составляющая аномального магнитного поля (Фильтр высоких частот (ФВЧ) – 5 км) (рис. 9). Видно, что линеаменты, невыделенные с помощью комплексной интерпретации [Черников и др., 2020], но выделенные с помощью СНС, относятся к положительным линейным высокочастотным магнитным аномалиям. Дополнительно выделенные линеаменты требуют подтверждения с помощью других геофизических методов, например сейсморазведки или данных бурения.

Важно отметить, что применение свёрточной нейронной сети является инструментом и требует дальнейшей экспертной интерпретации.

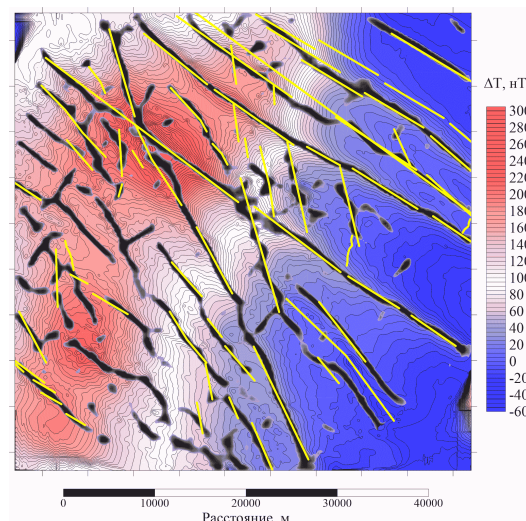


Рис. 8. Оси линейных аномалий магнитного поля, приуроченных к дайковому комплексу, полученные по результатам использования СНС (чёрный цвет) и по результатам комплексной интерпретации [Черников и др., 2020] (жёлтый цвет).

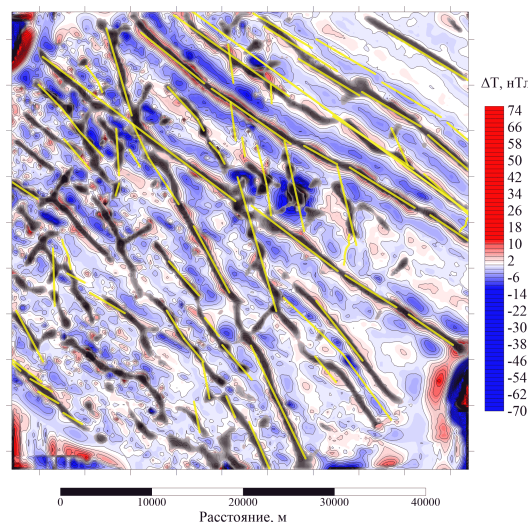


Рис. 9. Высокочастотная составляющая аномального магнитного поля (ФВЧ – 5 км) с нанесёнными осями линейных аномалий магнитного поля, приуроченных к дайковому комплексу, полученные по результатам использования СНС (чёрный цвет) и по результатам комплексной интерпретации [Черников и др., 2020] (жёлтый цвет).

Выводы

Применение свёрточных нейронных сетей является актуальной и важной задачей в контексте современных исследований в области геофизики. Вот несколько аспектов, по которым эта тема актуальна:

1. *Оптимизация ресурсов:* Автоматическое выделение аномалий с использованием СНС может существенно снизить необходимость вручную обрабатывать и анализировать большие объёмы данных. Это позволяет исследователям сосредотачиваться на более сложных аспектах исследования, а также оптимизировать использование вычислительных ресурсов.
2. *Улучшение точности выделения аномалий:* СНС обладают способностью извлекать сложные пространственные и временные зависимости из данных. Это способствует более точному и эффективному выделению линейных аномалий в геофизических полях, что может привести к более надёжным результатам интерпретации.

3. *Применение в различных областях геофизики*: технологии обработки данных, основанные на свёрточных нейронных сетях, могут быть успешно применены в различных областях геофизики. Это делает данную тему универсальной и перспективной для различных направлений исследований.
4. *Развитие методов обработки данных*: внедрение свёрточных нейронных сетей в геофизические исследования способствует развитию методов обработки и анализа данных в целом. Это может привести к новым подходам к решению проблем и задач, связанных с геофизическими измерениями и наблюдениями.



В ходе исследования построен и протестирован на модельных и реальных данных алгоритм на основе свёрточной нейронной сети для решения задачи выделения линейных аномалий магнитного поля. Приведённые примеры для Баренцева моря, позволяют предположить, что алгоритм выделения линейных аномалий магнитного поля может являться инструментом качественной интерпретации. Данный метод может послужить основой для разработки и усовершенствования новых подходов к решению разнообразных задач в области геофизических исследований.

Благодарности. Исследования выполнены при финансовой поддержке Междисциплинарных научно-образовательных школ Московского университета в рамках Соглашения № 23-Ш01-13.

Список литературы

- Булычев А. А., Лыгин И. В., Соколова Т. Б. и др. Прямая задача гравиразведки и магниторазведки (конспект лекций). — Москва : Университетская книга, 2019. — 176 с.
- Лыгин И. В., Арутюнян Д. А., Соколова Т. Б. и др. Картирование магматических комплексов по данным гидромагнитных съемок Баренцевоморского региона // Физика Земли. — 2023. — № 4. — С. 96—114. — <https://doi.org/10.31857/s0002333723040075>.
- Хайкин С. Нейронные сети: полный курс, 2-е издание. — Издательский дом «Вильямс», 2016. — 1104 с.
- Черников К. С., Горбачев С. В., Голованов Д. Ю. и др. Геологическая и экономическая эффективность применения гравиразведки и магниторазведки на разных стадиях геолого-разведочных работ // Геология нефти и газа. — 2020. — № 2. — С. 107—120. — <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2020-2-107-120>.
- Шклярук А. Д. и Кузнецов К. М. Программа для выделения осей линейных аномалий магнитных и гравитационных полей на основе свёрточных нейронных сетей RU 2024685140. — Федеральная служба по интеллектуальной собственности РФ, 2024.
- Deng J., Dong W., Socher R., et al. ImageNet: A large-scale hierarchical image database // 2009 IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition. — IEEE, 2009. — <https://doi.org/10.1109/cvpr.2009.5206848>.
- He K., Zhang X., Ren S., et al. Identity Mappings in Deep Residual Networks. — arXiv, 2016. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1603.05027>.
- Plouff D. Gravity and Magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections // Geophysics. — 1976. — Vol. 41, no. 4. — P. 727—741. — <https://doi.org/10.1190/1.1440645>.
- Ronneberger O., Fischer P. and Brox T. U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation // Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention - MICCAI 2015. — Springer International Publishing, 2015. — P. 234—241. — https://doi.org/10.1007/978-3-319-24574-4_28.
- Shapiro L. G. and Stockman G. C. Computer Vision. — Prentice-Hall, 2000. — 375 p.
- Simonyan K. and Zisserman A. Very Deep Convolutional Networks for Large-Scale Image Recognition. — arXiv, 2014. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1409.1556>.
- Stankovic L. and Mandic D. Convolutional Neural Networks Demystified: A Matched Filtering Perspective Based Tutorial. — arXiv, 2021. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.2108.11663>.
- Szegedy C., Vanhoucke V., Ioffe S., et al. Rethinking the Inception Architecture for Computer Vision. — arXiv, 2015. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1512.00567>.
- Tan M. and Le Q. V. EfficientNet: Rethinking Model Scaling for Convolutional Neural Networks. — arXiv, 2019. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1905.11946>.
- Venkatesan R. and Li B. Convolutional Neural Networks in Visual Computing: A Concise Guide. — CRC Press, 2017. — 186 p. — <https://doi.org/10.4324/9781315154282>.

THE APPLICATION OF CONVOLUTIONAL NEURAL NETWORKS FOR EXTRACTION OF MAGNETIC ANOMALY FIELD LINEAMENTS

A. D. Shklyaruk*  and K. M. Kuznetsov 

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

**Correspondence to: Alexey Shklyaruk, alexsh9898@yandex.ru

The article focuses on the application of convolutional neural networks (CNNs) for automated extraction of magnetic anomaly field lineaments. In the course of the work, an original CNN U-Net based architecture with pre-trained VGG-16 weights was developed, and its training was conducted on a sample of 500 model examples. The approach presented in this work can be an optimal tool for structural interpretation of magnetic anomaly fields. As a result of testing the proposed CNNs for magnetic field of the Barents Sea local area, the axes of the linear anomalies were identified, largely coinciding with the position of the axes obtained by manual expert interpretation. These fact demonstrates the high efficiency of applying modern artificial neural network technologies.

Keywords: Convolutional Neural Networks, magnetometry, linear anomalies of the magnetic field, Barents Sea, dykes

Received: November 24, 2024

Accepted: February 24, 2025

Published: July 10, 2025



© 2025. The Authors.

Citation: Shklyaruk, A. D. and Kuznetsov K. M. (2025), The Application of Convolutional Neural Networks for Extraction of Magnetic Anomaly Field Lineaments, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4007, <https://doi.org/10.2205/2025ES001003>, EDN: OZAKIC

References

- Bulychev A. A., Lygin I. V., Sokolova T. B., et al. Direct problem of gravity and magnetic exploration (lecture notes. — Moscow : Universitetskaya kniga, 2019. — 176 p. — (In Russian).
- Chernikov K. S., Gorbachev S. V., Golovanov D. Yu., et al. Geological and Economic Efficiency of the Use of Gravity and Magnetic Exploration at Different Stages of Geological Exploration // *Russian Oil and Gas Geology*. — 2020. — No. 2. — P. 107–120. — <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2020-2-107-120>. — (In Russian).
- Deng J., Dong W., Socher R., et al. ImageNet: A large-scale hierarchical image database // 2009 IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition. — IEEE, 2009. — <https://doi.org/10.1109/cvpr.2009.5206848>.
- Haykin S. Neural networks: A comprehensive foundation. — Prentice Hall, 1999. — 1104 p.
- He K., Zhang X., Ren S., et al. Identity Mappings in Deep Residual Networks. — arXiv, 2016. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1603.05027>.
- Lygin I. V., Arutyunyan D. A., Sokolova T. B., et al. Mapping of Magmatic Complexes Based on Hydromagnetic Surveys in the Barents Sea Region // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2023. — Vol. 59, no. 4. — P. 586–603. — <https://doi.org/10.1134/s1069351323040079>.
- Plouff D. Gravity and Magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections // *Geophysics*. — 1976. — Vol. 41, no. 4. — P. 727–741. — <https://doi.org/10.1190/1.1440645>.
- Ronneberger O., Fischer P. and Brox T. U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation // *Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention - MICCAI 2015*. — Springer International Publishing, 2015. — P. 234–241. — https://doi.org/10.1007/978-3-319-24574-4_28.
- Shapiro L. G. and Stockman G. C. Computer Vision. — Prentice-Hall, 2000. — 375 p.
- Shklyaruk A. D. and Kuznetsov K. M. Program for identifying axes of linear anomalies of magnetic and gravitational fields based on convolutional neural networks RU 2024685140. — Federal Service for Intellectual Property of the Russian Federation, 2024. — (In Russian).
- Simonyan K. and Zisserman A. Very Deep Convolutional Networks for Large-Scale Image Recognition. — arXiv, 2014. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1409.1556>.
- Stankovic L. and Mandic D. Convolutional Neural Networks Demystified: A Matched Filtering Perspective Based Tutorial. — arXiv, 2021. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.2108.11663>.

- Szegedy C., Vanhoucke V., Ioffe S., et al. Rethinking the Inception Architecture for Computer Vision. — arXiv, 2015. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1512.00567>.
- Tan M. and Le Q. V. EfficientNet: Rethinking Model Scaling for Convolutional Neural Networks. — arXiv, 2019. — <https://doi.org/10.48550/ARXIV.1905.11946>.
- Venkatesan R. and Li B. Convolutional Neural Networks in Visual Computing: A Concise Guide. — CRC Press, 2017. — 186 p. — <https://doi.org/10.4324/9781315154282>.

GEOPHYSICAL IMAGING OF THE CRUST FOR THE SOURCE AREA OF THE KHAISTAKH EARTHQUAKE (NE MARGIN OF THE SIBERIAN PLATFORM, YAKUTIA)

A. S. Kulyandina^{1*} , A. I. Filippova² , and E. Yu. Sokolova^{3,4} 

¹Yakutsk Branch of Federal Research Center, Geophysical Survey of RAS, Yakutsk, Russian Federation

²Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of RAS, Moscow, Troitsk, Russian Federation

³All-Russian Research Geological Oil Institute, Moscow, Russian Federation

⁴Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russian Federation

* Correspondence to: Albina Kulyandina, albineku@gmail.com

Abstract: In this study, we focus on the crustal structure in the vicinity of the source area of the May 20, 2011 Khastakh earthquake with $M_w = 4.7$. An interest in this seismic event is connected with a fact that it occurred within the Lena-Anabar trough at the margin of the Siberian platform, which is characterized by very low level of seismic activity. Spatial characteristics of the gravity and magnetic fields were studied and 3D models of the crustal density and magnetization contrasts were constructed using data on gravity and magnetic surveys and GIS INTEGRO software. A network of buried faults, to one of which the Khastakh earthquake is related, has been revealed. The presence of a magmatic intrusion, probably, playing a role in the redistribution of the crustal stress-strain state in the vicinity of the considered seismic event, is suggested based on the constructed crustal 3D models. The obtained results regarding structural frames of the Khastakh earthquake source were verified by previous magnetotelluric and seismic studies.

Keywords: gravity and magnetic fields, Khastakh earthquake, Siberian platform, GIS INTEGRO.

Citation: Kulyandina A. S., Filippova A. I., and Sokolova E. Yu. (2025), Geophysical Imaging of the Crust for the Source Area of the Khastakh Earthquake (NE Margin of the Siberian Platform, Yakutia), *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4008, EDN: CJVEYI, <https://doi.org/10.2205/2025es001004>

Introduction

The Siberian platform is characterized by a low level of seismic activity. Rare and weak earthquakes occur within its territory, primarily, concentrating along the platform margins [Imaeva et al., 2021; Radziminovich and Shchetnikov, 2008; Seminskii and Radziminovich, 2007; Seredkina et al., 2015]. The northeastern margin of the Siberian platform is not an exception – only few seismic events with $M < 5$ were registered there during the whole period of instrumental observations (since 1963) (Figure 1). Therefore, such events are of special interest. The strongest of them is the May 20, 2011 Khastakh earthquake with $M_w = 4.7$ [Seredkina and Melnikova, 2018]. According to the data of the Yakutsk Branch of FRC GS RAS (<https://yakgsras.ru/>), its epicenter is located within the Khastakh graben-rift of the Lena-Anabar trough, in the relative proximity of the Olenek bitumen field [Khudoley et al., 2022] (Figure 1). Uncertainties of the earthquake epicenter are about 2 km in longitude and 9 km in latitude. Five foreshocks with $M < 5.0$ ($K_p = 7.9–10.3$) were detected during 4 days before the mainshock which was followed by only one weak aftershock ($K_p = 8.3$) (<https://yakgsras.ru/>). A source depth of 3 km, scalar seismic moment of 1.3×10^{16} N m and focal mechanism of the Khastakh earthquake were determined in [Seredkina and Melnikova, 2018] from intermediate-period surface wave amplitude spectra using a method by Bukchin [1990]. These source parameters are characterized by low residual values (0.218) and, therefore, can be regarded as reliable. Resolution of the obtained depth is good as a partial residual function has a sharp minimum [Seredkina and Melnikova, 2018, Fig. 6c]. The depth uncertainty, estimated as a depth range in which the partial residual function varies by 10% of its minimum, is about 2 km.

RESEARCH ARTICLE

Received: November 29, 2024

Accepted: February 21, 2025

Published: July 30, 2025



Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

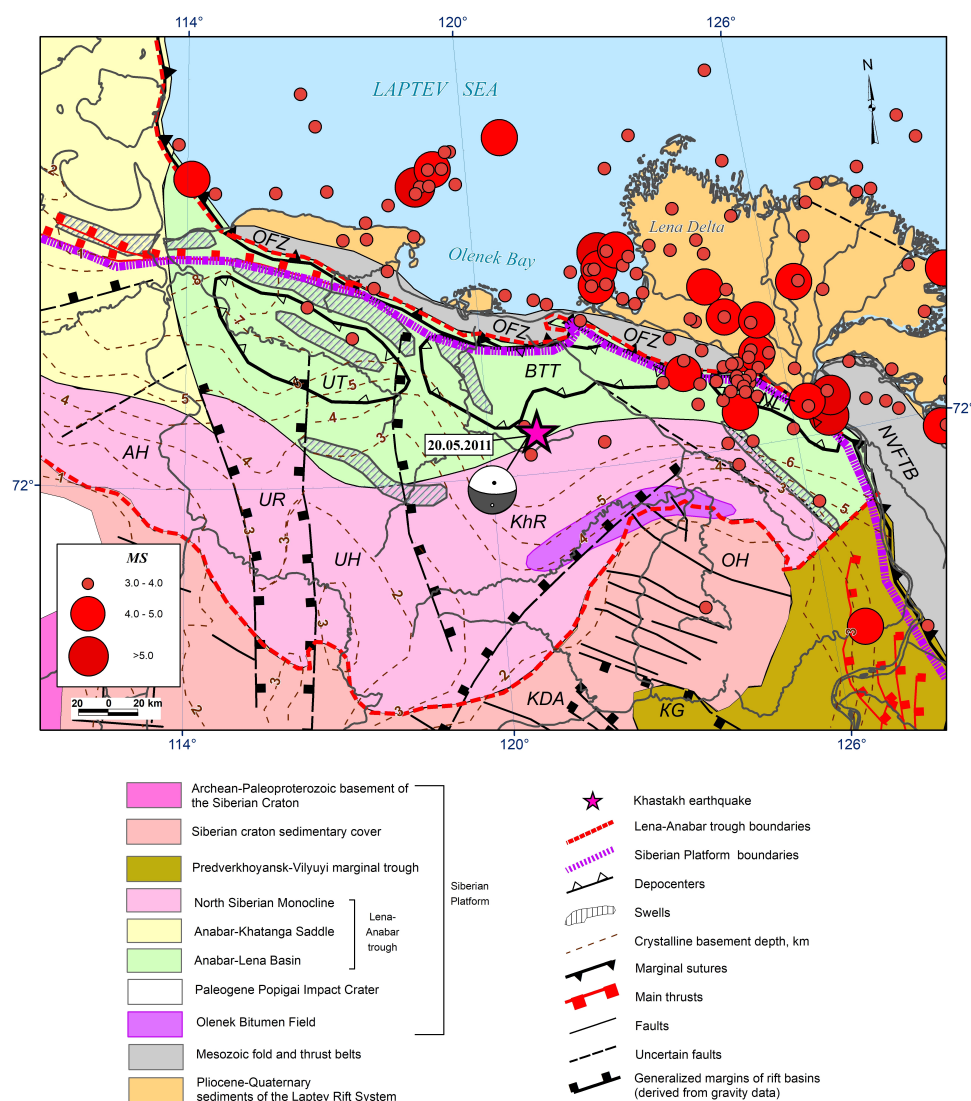


Figure 1. Tectonic map of the Lena-Anabar trough and adjacent areas according to [Khudoley et al., 2022] with the following abbreviations: AH, Anabar High; BTT, Buolkalakh–Taimylyr Trough; KhR, Khastakh Rift; KDA, Kuoisk–Daldynsk Arch; KG, Kyutingda Graben; NLT, Nizhne–Lena Trough; NVFTB, North Verkhoyansk Fold and Thrust Belt; OFZ, Olenek Fold Zone; OH, Olenek High; UH, Udzhia High; UR, Udzhia Rift; UT, Uyelin Trough. Epicenters of regional earthquakes ($M \geq 3.0$, 1963–2022) are plotted according to the catalog by the Yakutsk Branch of FRC GS RAS (<https://yakgsras.ru/>). Magnitudes were recalculated from energy classes using a relation from [Rautian et al., 2007]. The focal mechanism of the May 20, 2011 Khastakh earthquake with $M_w = 4.7$ is plotted in a lower hemisphere projection according to [Seredkina and Melnikova, 2018].

The main objective of the current study was to reveal the features of the deep crustal structure which specify the position of the source area of the Khastakh earthquake. According to the experience of our recent research [Kulyandina et al., 2024] and many other studies [Dong et al., 2022; Kim et al., 2022; Yang et al., 2023; Zhang et al., 2010, etc.], to achieve this goal, an integrated analysis of geophysical fields of different nature has been chosen as the most productive approach. The extensive geophysical datasets, collected during a regional stage of oil and gas prospecting in the Lena-Anabar trough, were used [Chenborisova, 2016a,b]. With applying modern GIS-technologies (the GIS INTEGRO software developed in VNIGNI [Cheremisina et al., 2021], a variety of morphological/statistical parameters

of geopotential fields' spatial distribution [compiled in *Buzikova et al., 2004*; and *Lisnik, 2006*] as well as their modeling results were examined. Thus, for the clarification of the seismotectonic pattern in the area of the Khastakh earthquake, 3D models of the crustal density and magnetization contrasts were constructed and compared with the results of previous 3D magnetotelluric field inversion [*Slinchuk et al., 2022*] and the nearest reflection seismic cross-sections [*Kontorovich et al., 2013*].

Data and Methods

To better understand the factors, controlling the development of the Khastakh earthquake source area, as well as to identify potential sites of new seismic events in the considered zone of the Lena-Anabar trough, we analyzed geophysical images of deep crustal structures in a certain volume around the earthquake location, which reflect the corresponding inhomogeneities in the distribution of physical properties of rocks, namely, density and magnetization. To study the morphology of anomalous geopotential fields, as well as to conduct their 3D inversions, data from regional gravimetry [*Buzikova et al., 2004*] and magnetic surveys [*Lisnik, 2006*] (Figure 2) were used with the GIS INTEGRO software package being applied as a toolkit [*Cheremisina et al., 2021*]. The gravity field data are results of regional gravimetric surveys at a scale of 1:200,000, carried out mainly on a grid of $(3 \times 3) - (2 \times 3)$ km (an error in measuring the anomaly values is 0.5–1 mGal) [*Buzikova et al., 2004*]. Magnetic field anomalies are results of regional geomagnetic surveys at a scale of 1:200,000 carried out at an altitude of 200 m with a fluxgate aerial magnetometer AEM-49 (analog field recording division value of 3.5 nT/mm, nonlinear zero drift of up to 30 nT/hour, and temperature coefficient of 8 nT/1 °C) [*Lisnik, 2006*]. The selected program tool combines the capabilities of a geoinformation system to spatially compare heterogeneous geological and geophysical information in order to carry out its integrated interpretation, offers a wide range of procedures for morphological and statistical analysis of geophysical fields, as well as for geophysical modeling and inversions in grid models of various dimensions.

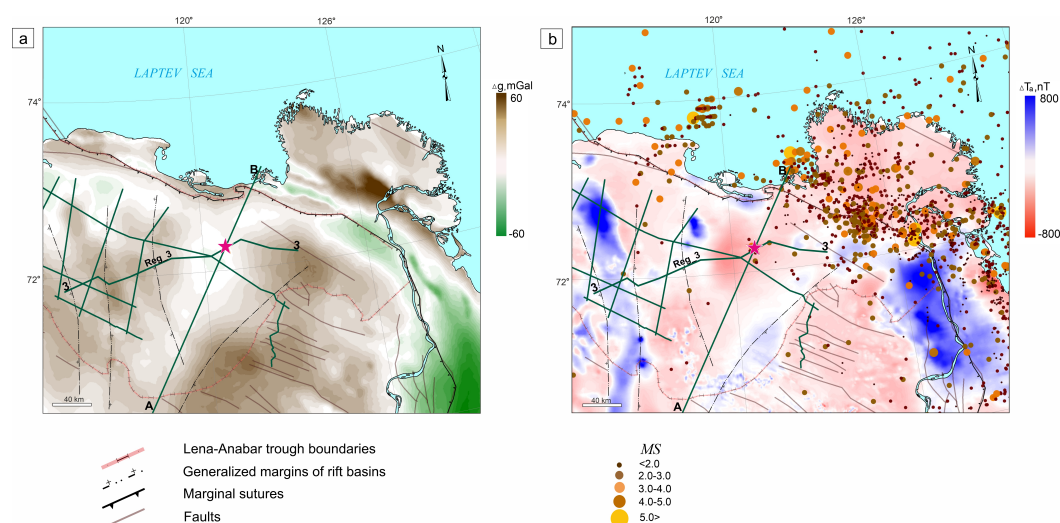


Figure 2. Distribution of the geopotential fields over the area under study: the map of gravity field (Bouguer anomalies, intermediate layer density is 2.67 g/cm^3) (a) [*Buzikova et al., 2004*] and the magnetic anomaly map (b) [*Lisnik, 2006*]. Tectonic lines are plotted according to Figure 1. Regional seismicity according to the catalog by the Yakutsk Branch of FRC GS RAS (<https://yakgsras.ru/>) is superimposed on panel (b). The regional prospecting geophysical profiles are shown as dark green lines: AB – the line of the cross-section in Figures 4 and 5. The line of the composite seismic profile (Reg_3) in Figure 7 is marked as 3–3'. The epicenter of the Khastakh earthquake is marked by a violet star.

In our previous study [Kulyandina et al., 2024], the technologies of GIS INTEGRO have already allowed us to trace the main features of the spatial character and calculated statistical parameters of the gravity and magnetic fields within the Lena-Anabar trough, and to compare them with regional seismicity for establishing correlations of potential fields' anomalies with regularities in the distribution of earthquake epicenters. To support the obtained results and to characterize in more details the Khastakh earthquake source area, at which we concentrate in the current research, an additional informative transformation of the gravity field was reviewed – namely, the coefficient of the asymmetry in the field distribution (Figure 3a). This dimensionless parameter Skew (skewness) is estimated in the sliding square window (in particular, of 10×10 km size with 50% spatial overlapping) over the area under interest according to the known determination:

$$\text{Skew} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{n \sigma^3},$$

where x_i , $i = 1, n$ are grid values of the field in each square window and $\bar{x} = \sum_{i=1}^n (x_i)/n$ is a corresponding arithmetic mean, and $\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2/n}$ is a dispersion.

This characteristic is effective in highlighting linear gradient zones of the geopotential fields, which are marked by a transition from positive to negative Skew-values (from a left-skewed statistical distribution of grid values of the field in a window to a right-skewed one). The analysis of the asymmetry parameter of the gravity field complements the results of the detection of the local linear anomalies in the magnetic field (example according to [Kulyandina et al., 2024] is presented in Figure 3b) in terms of providing well-distinguished images of elongated crustal structures with material properties contrasting with the host environment (faults, dykes, etc.).

Volume distributions of density and magnetization contrasts in the area of the Lena-Anabar trough, embracing the Khastakh earthquake source zone, were also recovered using GIS INTEGRO, in which procedures of spectral 3D inversions of the potential fields have been realized [Mitsyn, 2018] based on developments by [Kobrunov and Varfolomeev, 1981; Priezzhev, 1989]. In this approach, the solution of the inverse problem of gravity and magnetic fields is delivered via the following formalism in a spatial wavenumber domain (according to [Priezzhev et al., 2014]):

$$D(\omega_1, \omega_2, z) = \frac{1}{\gamma} G(\omega_1, \omega_2, 0) \frac{K(\omega_1, \omega_2, z)}{\int_{z'=0}^{\infty} K(\omega_1, \omega_2, z') e^{-rz'} dz'},$$

where $D(\omega_1, \omega_2, z)$ is a density spectrum at depth z , $G(\omega_1, \omega_2, 0)$ is a spectrum of the observed gravity/magnetic field, $K(\omega_1, \omega_2, z)$ is a function describing the density spectrum dependence on depth (z), ω_1 and ω_2 are spatial wavenumbers corresponding to horizontal coordinates x and y , respectively, $r = \sqrt{\omega_1^2 + \omega_2^2}$ is a radial wavenumber, γ is the gravity constant. The equivalence of the solutions of the ill-posed inverse geophysical problem (non-uniqueness) is reflected in a wide variability of possible kinds of K -dependences, arbitrary in a general case. The parameters of the procedure of the inverse problem solution, responsible for the choice of this dependence, are usually set in accordance with preliminary regional experience or constraints from other geophysical data.

In our case, the iterating through the parameters and their final selection were realized via comparison of the variety of the resulting density/magnetization perturbations (local anomalies) with the images of the deep structure features available from the data of profile seismic and magnetotelluric soundings [Chenborisova, 2016b; Kontorovich et al., 2013; Slinchuk et al., 2022] (Figure 2a). The current cube of 3D distributions of density or magnetization contrasts were cut into vertical slices along the lines of the prospecting profiles and corresponding anomalous features in the different cross-sections were compared iteratively up to achieving the appropriate convergence in their depth characteristics. Installations of cross-sections of the finally chosen solutions for the magnetic and gravity fields are shown in Figures 4 and 5.

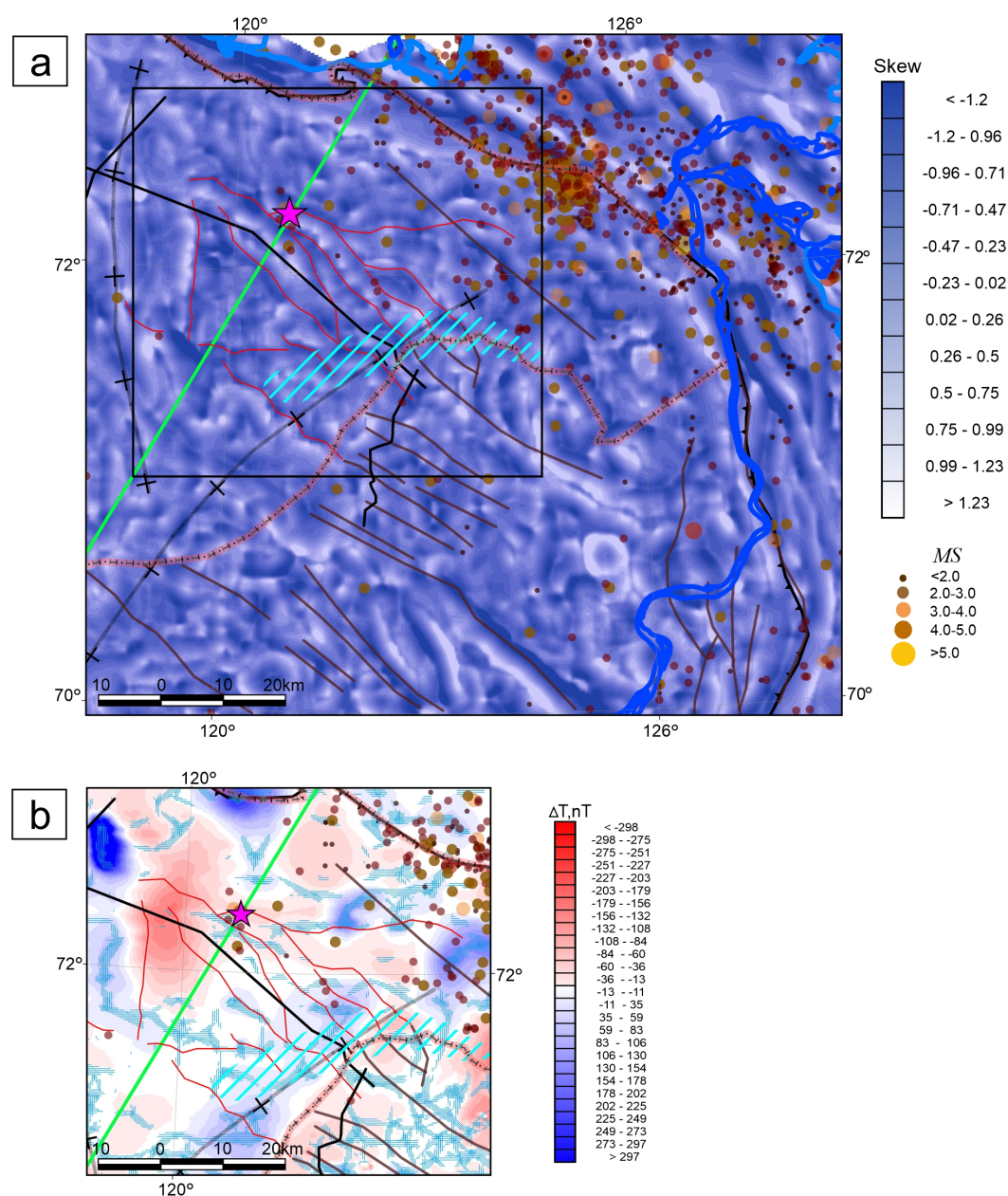


Figure 3. The distribution of the asymmetry parameter of the local gravity anomalies (in part of the unit) (a) and the results of the detection of the linear positive magnetic anomalies (according to [Kulyandina et al., 2024]) on the background of the map of the local component of the lithospheric magnetic field (in nT) (b). Brown lines – known faults. The red lines – inferred faults in the area of Khastakh earthquake. Turquoise hatching marks the Olenek bitumen field. The remaining symbols are shown in the legends to Figures 1 and 2. Black rectangle in panel (a) marks the area shown in panel (b). The epicenter of the Khastakh earthquake is marked by a violet star.

Results and Discussion

Our analysis of the potential fields' spatial morphology, based on a traditional postulate of a conservative inheritance of the lineaments of the field on tectonic structures, was aimed at imaging a fault network pattern, which could be related to the Khastakh earthquake development.

Areal distribution of the skewness parameter, demonstrated in Figure 3, is characterized by linear structures with a regular conversion from positive to negative Skew-values

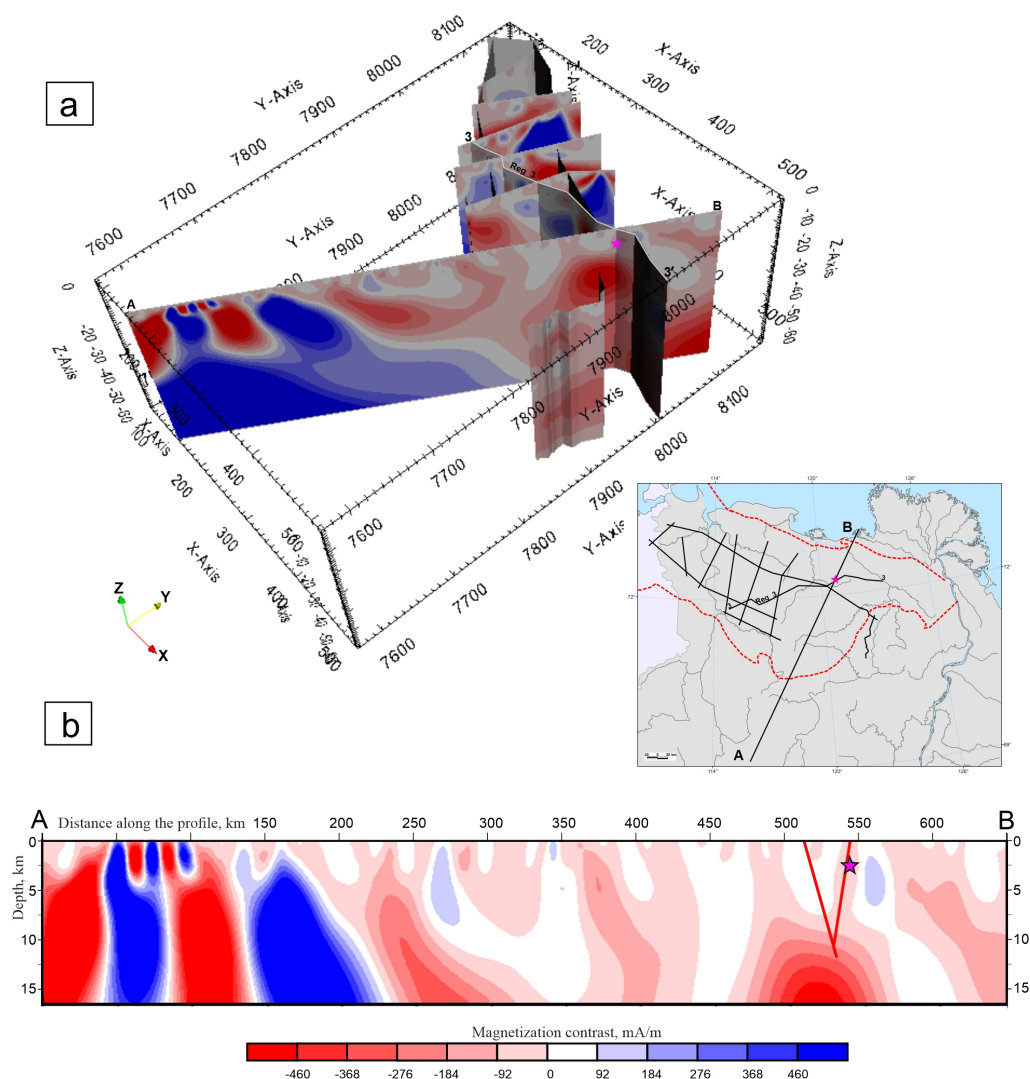


Figure 4. Spatial installation of the vertical sections of a 3D model of magnetization contrast along the set of geophysical profiles (a) and cross-section of this model along the line AB passing through the epicenter of the Khastakh earthquake. The Khastakh earthquake source location according to [Seredkina and Melnikova, 2018] is given as a violet star and inferred faults – as red lines. Color axis direction: X – East, Y – North, Z – depth. Inserted map demonstrates position of the cross-section lines.

(generally, reflecting a transition of the dominance of small field values to big ones). These Skew-disturbances of different intensity mark the corresponding depth-spatial variations in density which may be associated with boundaries of various crustal blocks (“step-wise” anomalies) or linear structures with local density contrasts. Whether the latter belong to weakened or, conversely, “healed” by heavy magmatic material (dikes) fault zones should be reflected in the spatial order of Skew-changes, but cannot be distinguished in the Skew-distribution without additional information. The known large faults in the considered region (the largest faults at the Olenek High, faults along the Kyutingda graben sides and at the frontal zone of the North Verkhoyansk Fold and Thrust Belt (NVTB)) are marked by similar bright linear anomalies in the Skew-distribution (Figures 3a and 1). According to the patterns of these images (following the lines of Skew-transition from negative to positive values), we have inferred a network of faults around the Khastakh earthquake epicentral area (Figure 3a), which were not revealed by geologists earlier because of the thick Mz sedimentary cover in the graben [Khudoley et al., 2022]. A general strike of the majority of the inferred faults corresponds well to the NW pattern of the regional fault

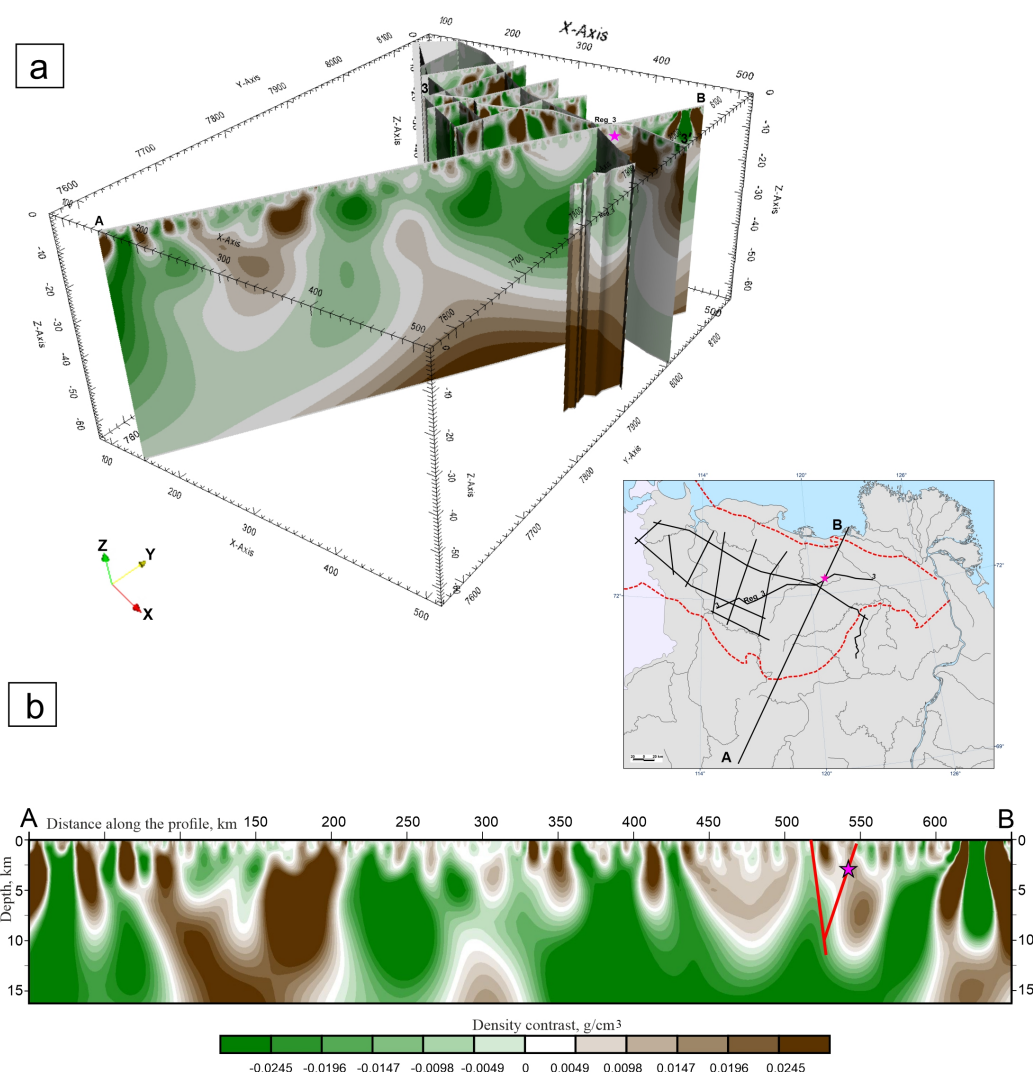


Figure 5. Spatial installation of the vertical sections of a 3D model of density contrast along the set of geophysical profiles (a) and cross-section of this model along the line AB passing through the epicenter of the Khastakh earthquake (b). The Khastakh earthquake source location is given as a violet star and inferred fault – as red lines. Color axes and profile line locations are the same as those in Figures 2 and 4.

system, with some of them being continuations of the known faults at the Olenek High. Several of these buried disjunctives correspond to elements of a pattern of local magnetic anomalies which have been highlighted by their axial lines in [Kulyandina et al., 2024] and are now replicated in Figure 3b. They probably represent the fault zone with mineralization development or filled with magmatic material. Several weak instrumentally registered seismic events are likely related to the revealed fault structures (Figure 3a). The epicenter of the Khastakh earthquake, the most strong event within the considered region, has appeared to be coincident with the cross of disjunctive structures stretching in sub-latitudinal and NW directions. It is worth noting that the focal mechanism of this earthquake was determined in [Seredkina and Melnikova, 2018] as a normal fault with nodal planes oriented also in sub-latitudinal directions (strike angles are 105° and 295°) (Figure 1).

The assumption of the Khastakh earthquake source development in the fault plane of the sub-latitudinal strike is supported by the analysis of the results of the 3D spectral inversions of the gravity and magnetic fields. Figures 4 and 5 show the resulting models of density and magnetization contrasts and present the spatial installations of the model cross-

sections along the network of the regional geophysical prospecting profiles [Chenborisova, 2016a,b], Reg_3 profile line [from Kontorovich et al., 2013], as well as an additional section along the line AB, passing through the Khastakh earthquake with the source location [according to Seredkina and Melnikova, 2018] being marked by a star. Ideas on the SW-dipping fault plane can be inferred from the analysis of the density and magnetization modeled sections across the hypocenter (Figures 4b and 5b). They are additionally supported by the fact that one of the nodal planes, determined from surface wave inversion (Figure 1), is characterized by steep SW-dipping (a dip angle is 75°) [Seredkina and Melnikova, 2018]. Therefore, based on strikes and dip of the inferred faults (Figures 3, 4 and 5), we can suggest this nodal plane to be a rupture plane. The obtained images also confirm a concept of the presence in the neighborhood of the earthquake source of a magmatic intrusion, probably, fed by this magma-controlling fault. The intrusive body is located at the depths of 6–8 km and characterized by a positive density contrast and enhanced magnetic properties at its top.

Obtained from the analysis of the potential fields assumptions about the seismotectonic pattern, associated with the Khastakh seismic event, were verified with geoelectric modeling results: data of prospecting MTS profiling as well as results of regional 3D resistivity modeling performed in [Slinchuk et al., 2022]. Figure 6a demonstrates the projection of the Khastakh earthquake source [according to Seredkina and Melnikova, 2018] on the geoelectric section along the nearest MTS profile [Chenborisova, 2016b], where it is attributed to the area of contrasting electrical resistivity pattern. This resistivity contrast, probably, corresponds to the base of the resistive Paleozoic carbonates overlapping the conducting Riphean terrigenous and fluidized sedimentary infill of the Khastakh graben. It is also worth noting that in this resistivity cross-section one can clearly distinguish images of three faults, which correspond to similar structures inferred from the spatial distribution of the Skew-parameter of the gravity field and presented in a planar view in Figures 3 and 6b. Figure 6b shows the horizontal slice of volume geoelectric model at 3-km depth which is correspondent to the earthquake source. This figure demonstrates that the seismic event was formed in the zone of lateral contact of resistive and conductive zones. The entire adjacent area of increased conductivity is enclosed between faults identified based on the analysis of potential fields and can be confidently interpreted as an area composed by terrigenous sediments of enhanced fluidization, and so – as rheologically weak one.

The additional understanding of the seismotectonic features responsible for the Khastakh earthquake comes from the revision of the reflection seismic section along the profile Reg_3 from [Kontorovich et al., 2013], where the location of the source corresponds to the anomalous disturbance of the reflection horizons and the variations in the character of the reflectivity pattern which could be produced by faulting and injection of magmatic material (Figure 7).

Finally, we compared the obtained results with crustal features revealed in previous studies of weak and strong seismic events occurred in different regions of the Earth. In terms of seismic wave velocities, earthquakes are commonly related to zones with a sharp contrast of *P*- and *S*-wave velocities [Arefiev et al., 2006; Kayal et al., 2002; Wei and Zhao, 2016] that is also realized in the Eastern Siberia, for example, in the source area of the January 17, 2014, earthquake ($M_w = 4.3$) in the south of the Siberian platform [Seredkina et al., 2015]. In many cases the correlation of such zones with areas of significant variations of the Poisson's ratio [Gou et al., 2020; Krylov and Ten, 1995] and attenuation (i.e., rheological properties) [Kopnichenov and Sokolova, 2003] is additionally determined. The aforementioned areas of enhanced seismicity and seismic velocity peculiarities are frequently found in the nearest neighborhood with the areas of crustal conductivity contrasts [Sokolova et al., 2007; Sokolova et al., 2016; Unsworth, 2009]. In terms of the gravity field, fault zones, in which seismic events are concentrated, are often marked by gradients of gravity anomalies [Kim et al., 2022; Wu et al., 2015; Yang et al., 2023; Zhang et al., 2010] as we have previously emphasized for the Lena-Anabar suture [Kulyandina et al., 2024] and confirmed in this study. Magnetic field features, traced in the epicentral areas of strong and moderate

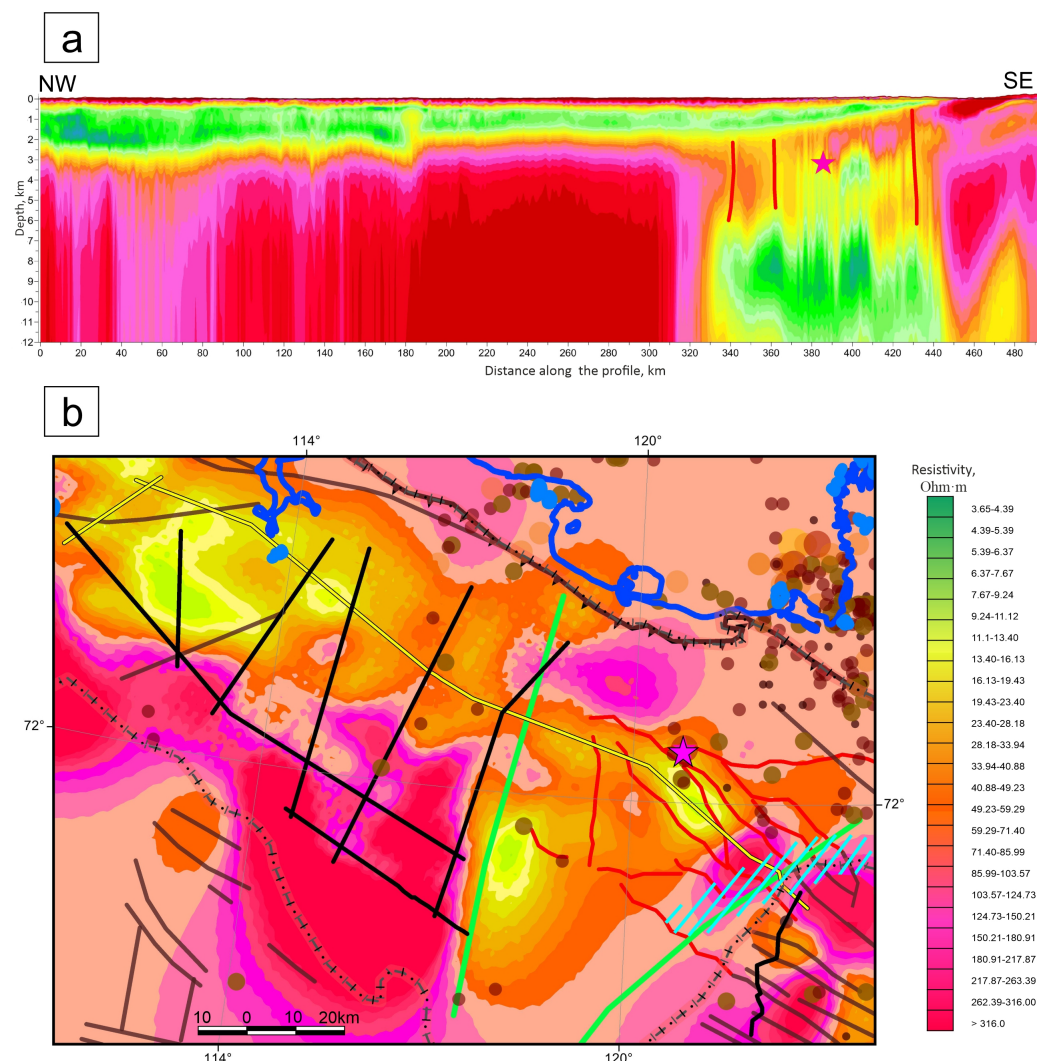


Figure 6. Spatial localization of the Khastakh earthquake source (violet star), projected on a 1D geoelectric section along the composite MTS profile [Chenborisova, 2016b] (a) and on the horizontal slice of a volume geoelectric model (3D MT inversion results [Slinchuk et al., 2022]) at the depth of 3 km (b). In panel (b): prospecting regional MTS and CDP profiles are shown as black lines, with yellow one indicating the line of section presented in panel (a). Known faults are shown as brown lines, Khastakh rift borders – green lines [according to potential fields' analysis in Kulyandina et al., 2024], inferred fault lines in (a) and (b) – red lines (according to the analysis of the resistivity cross-section and the gravity field Skew-parameter distribution in Figure 3). The remaining symbols are shown in the legends to Figures 1 and 2.

earthquakes, are more controversial. In some cases, strong seismic events are observed within strong negative magnetic anomalies [Wu et al., 2015; Zhang et al., 2010] while in the others, they are nucleated within both strong positive and negative magnetic anomalies even within a single region with a relatively uniform seismotectonic pattern [Yang et al., 2023]. Magnetic anomaly gradients [Kim et al., 2022] and abrupt changes in the bottom depth of lithospheric magnetic sources [Filippova and Filippov, 2024; Wen et al., 2021] could also accommodate strong seismicity. As far as moderate earthquakes are concerned, they are comprised to the areas with weak magnetic anomalies of both signs and their boundary zones [Dong et al., 2022], which are probably correspondent to the magmatic injections or mark mineralized fault zones that is consistent with our results (Figures 3 and 4).

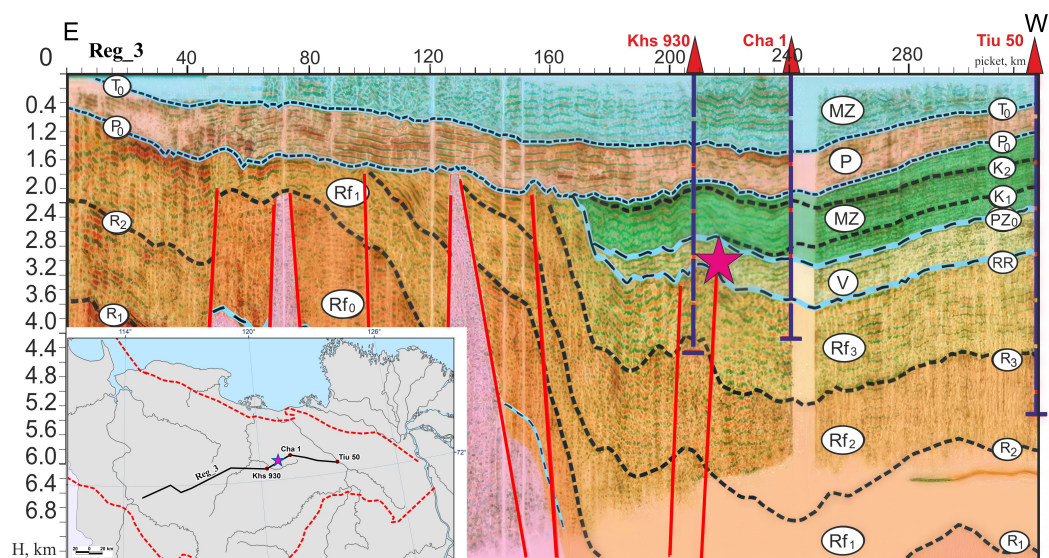


Figure 7. The composite CDP seismic cross-section Reg_3 with interpretation by [Kontorovich et al., 2013]. Red triangles and corresponding blue dashed lines are wells: Khs 930, Khastakh 930; Cha1, Charchikskaya 1; Tiu 50, Tiumyatinskaya 1. Violet star is the Khastakh earthquake source. Position of the Reg_3 profile is shown in the inset.

Therefore, the seismicity distribution, determined primarily by the geodynamic processes, is controlled to a significant extent by structural, compositional, and thermal heterogeneity of the crust, which are reflected in the anomalous geophysical fields. It is widely accepted in the aforementioned papers that rigid blocks with high seismic wave velocities, enhanced resistivity, density, and Poisson's ratios accumulate stresses which could cause ruptures of weakened fault zones and could be dropped in earthquake sources. According to our 3D inversion of the gravity data (Figure 5), the development of the Khastakh seismic event is likely to be controlled by a combination of these factors. The distribution of the magnetic properties of the crust in the source area of the considered event (Figure 4) along with the available geoelectric data (Figure 6) [Chenborisova, 2016a,b; Slinchuk et al., 2022] allow us to suggest the relation of the Khastakh earthquake to the boundary of the magmatic body bordered by magma-feeding or magma-controlling fault zones. To sum up, the intrusive body with a positive density contrast and enhanced magnetic properties at its top can be regarded as a concentrator of stresses which could be caused in the study area by a dynamic impact of the areas bordering the Siberian platform [Imaeva et al., 2021]. The focal mechanism of the Khastakh earthquake – almost a pure normal fault formed under the influence of the sub-horizontal SW-NE extension (Figure 1) [Seredkina and Melnikova, 2018] – quite agrees with such a hypothesis as the extension with the same orientation dominates in the adjacent areas of the Olenek Bay [Filippova and Melnikova, 2023; Imaeva et al., 2017].

Conclusions

To clarify the seismotectonic pattern in the area of the rare May 20, 2011 Khastakh earthquake with $M_w = 4.7$, occurred on the Siberian platform, spatial characteristics of the gravity and magnetic fields were studied and 3D models of the crustal density and magnetization contrasts were constructed using data on gravity and magnetic surveys [Buzikova et al., 2004; Lisnik, 2006] and GIS INTEGRO software [Cheremisina et al., 2021]. The obtained results were compared with the available seismological and geophysical information: earthquake focal mechanism [Seredkina and Melnikova, 2018], results of

previous 3D magnetotelluric field inversion [Slinchuk *et al.*, 2022] and the nearest reflection seismic cross-sections [Kontorovich *et al.*, 2013]. The following results were obtained:

1. The buried disjunctives, probably representing fault zones with mineralization development or filled with magmatic material, have been revealed. The epicenter of the Khastakh earthquake has appeared to be coincident with the cross of these structures stretching in sub-latitudinal and NW directions.
2. SW-dipping fault plane, associated with the source area of the study seismic event, has been traced based on the results of the 3D spectral inversions of the gravity and magnetic fields. A steep SW-dipping nodal plane is also seen in the previously determined earthquake mechanism. This nodal plane (with strike and dip angles of 105° and 75°, respectively) could be regarded as a rupture plane according to our data.
3. The presence of a magmatic intrusion, probably fed by the inferred magma-controlling fault, is suggested in the vicinity of the Khastakh earthquake source. This intrusive body with a positive density contrast and enhanced magnetic properties at its top can be regarded as a concentrator of stresses which could be caused by a dynamic impact of the areas bordering the Siberian platform, namely, the Olenek Bay.

Therefore, the study has provided insights that the seismicity distribution in the region of Lena-Anabar trough, depending primarily on the geodynamic settings, is also controlled by structural and compositional heterogeneity of the crust. This fact, along with the revealed pattern of the fault network within the area of the Olenek bitumen field, should be taken into account in seismic hazard assessment for the study region in which strategic mineral deposits of the Sakha Republic (Yakutia) are located.

Acknowledgments. The authors are grateful to the colleagues from Nord West Ltd, who provide magnetotelluric materials for the integrated geophysical analyses, as well as colleagues from VNIGNI developing the GIS INTEGRO software. The study was fulfilled under the State Assignments of VNIGNI, IPE RAS, IZMIRAN. The work was carried out with the support of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (within the framework of state assignment No. 075-00604-25) and using data obtained from the unique scientific installation "Seismic infrasound array for monitoring Arctic cryolitozone and continuous seismic monitoring of the Russian Federation, neighbouring territories and the world" (<http://www.gsras.ru/unu/>).

References

- Arefiev S. S., Rogozhin E. A., Aptekman Zh. Ya., et al. Deep structure and tomographic imaging of strong earthquake source zones // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2006. — Vol. 42, no. 10. — P. 850–863. — <https://doi.org/10.1134/s1069351306100090>.
- Bukchin B. G. Determination of source parameters from surface wave recording allowing for uncertainties in the properties of the medium // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 1990. — Vol. 25. — P. 723–728.
- Buzikova O. G., Lisnik G. A., Kovaleva N. P., et al. Creation of a digital map of the gravity field of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia) at the scales of 1:500,000, 1:1,000,000, 1:1,500,000, 1:2,500,000, 1:5,000,000 as of 1.01.2005, in 2002-2004: geological report. — Yakutsk : Rosgeolfond, 2004. — (In Russian).
- Chenborisova R. Z. Report on the results of work on the object 81-97 "Carrying out complex field geophysical works to prepare new zones of oil and gas accumulation in the Anabar-Laptev region". Registration number 3014849. — TsentrSibnedra JSC "Rosgeologiya", 2016a. — (In Russian).
- Chenborisova R. Z. Report on the results of work on the object 81-99 "Carrying out complex field geophysical works to identify new zones of oil and gas accumulation in the zone of conjunction of the Yenisei-Khatanga and Lena-Anabar troughs (Severo-Anabar area)". Registration number 3014854. — TsentrSibnedra JSC "Rosgeologiya", 2016b. — (In Russian).
- Cheremisina E. N., Finkel'shtein M. Ya., Deev K. V., et al. GIS INTEGRO. Status and prospects for development in the context of import substitution // *Geologiya nefti i gaza*. — 2021. — No. 3. — P. 31–40. — <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2021-3-31-40>. — (In Russian).

- Dong C., Chen B. and Wang C. Magnetic Anomaly Characteristics and Magnetic Basement Structure in Earthquake-Affected Changning Area of Southern Sichuan Basin, China: A New Perspective from Land-Based Stations // *Remote Sensing*. — 2022. — Vol. 15, no. 1. — P. 23. — <https://doi.org/10.3390/rs15010023>.
- Filippova A. I. and Filippov S. V. Depth to the Bottom of Lithospheric Magnetic Sources Beneath Northeastern Eurasia: Lithospheric Thermal Regime and Relation to Seismicity // *Geomagnetism and Aeronomy*. — 2024. — Vol. 64, no. 1. — P. 128–137. — <https://doi.org/10.1134/S0016793223600790>.
- Filippova A. I. and Melnikova V. I. Crustal Stresses in the East Arctic Region From New Data on Earthquake Focal Mechanisms // *Tectonics*. — 2023. — Vol. 42, no. 9. — e2022TC007338. — <https://doi.org/10.1029/2022tc007338>.
- Gou T., Zhao D., Huang Z., et al. Structural Heterogeneity in Source Zones of the 2018 Anchorage Intraslab Earthquake and the 1964 Alaska Megathrust Earthquake // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2020. — Vol. 21, no. 3. — e2019GC008812. — <https://doi.org/10.1029/2019gc008812>.
- Imaeva L., Gusev G., Imaev V., et al. Neotectonic activity and parameters of seismotectonic deformations of seismic belts in Northeast Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2017. — Vol. 148. — P. 254–264. — <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.09.007>.
- Imaeva L. P., Mackey K. G., Koz'min B. M., et al. Seismotectonic reactivation marginal suture zones of the Siberian craton // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. — 2021. — Vol. 26, no. 2. — P. 7–26. — <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-1>. — (In Russian).
- Kayal J. R., Zhao D., Mishra O. P., et al. The 2001 Bhuj earthquake: Tomographic evidence for fluids at the hypocenter and its implications for rupture nucleation // *Geophysical Research Letters*. — 2002. — Vol. 29, no. 24. — P. 2152–2152. — <https://doi.org/10.1029/2002gl015177>.
- Khudoley A. K., Frolov S. V., Akhmanov G. G., et al. Anabar-Lena Composite Tectono-Sedimentary Element, northern East Siberia // *Geological Society, London, Memoirs*. — 2022. — Vol. 57, no. 1. — <https://doi.org/10.1144/m57-2021-29>.
- Kim C. H., Kim K. H., Choi S. Y., et al. Gravity and magnetic anomalies of earthquake-prone areas in the southwestern Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan) // *Scientific Reports*. — 2022. — Vol. 12, no. 1. — P. 1–16. — <https://doi.org/10.1038/s41598-022-21462-3>.
- Kobrunov A. I. and Varfolomeev V. A. One approach of density equivalent representation and using it for gravity field interpretation // *Earth Physics USSR Academy of Science*. — 1981. — No. 10. — P. 25–44. — (In Russian).
- Kontorovich V. A., Kontorovich A. E., Gubin I. A., et al. The Neoproterozoic-Phanerozoic section of the Anabar-Lena province: structural framework, geological model, and petroleum potential // *Russian Geology and Geophysics*. — 2013. — Vol. 54, no. 8. — P. 980–996. — <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.014>.
- Kopnichen Yu. F. and Sokolova I. N. Spatiotemporal Variations of the S Wave Attenuation Field in the Source Zones of Large Earthquakes in the Tien Shan // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2003. — Vol. 39, no. 7. — P. 568–579.
- Krylov S. V. and Ten E. N. Strength and Elastic Properties of Focal Zones of Violent Earthquakes within the Baikalian and North Tien Shan Areas // *Geologiya i Geofizika*. — 1995. — Vol. 36, no. 2. — P. 137–150. — (In Russian).
- Kulyandina A. S., Sokolova E. Yu. and Filippova A. I. Analysis of relation between seismicity and features of potential fields within the Lena-Anabar trough: experience of usage modern GIS-technologies // *Geoinformatika*. — 2024. — No. 2. — P. 12–24. — <https://doi.org/10.47148/1609-364X-2024-2-12-24>. — (In Russian).
- Lisnik G. A. Creation of a digital map of the anomalous magnetic field (ΔT_a) of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia) on a scale of 1:500,000, 1:1,500,000, 1:5,000,000 as of 01.01.2005 in 2003–2006 : explanatory letter. — Yakutsk : Rosgeolfond, 2006. — (In Russian).
- Mitsyn S. V. On Numeric Implementation of Spectral Method of Gravimetry Inverse Problem // *Geoinformatika*. — 2018. — No. 3. — P. 89–97. — (In Russian).
- Priezzhev I. Spectral and statistical analyses of aero geophysical data in system ASOM-AGS/ES : PhD thesis / Priezzhev I. — 1989. — (In Russian).
- Priezzhev I., Scollard A. and Lu Z. Regional production prediction technology based on gravity and magnetic data from the Eagle Ford formation, Texas, USA // *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014*. — Society of Exploration Geophysicists, 2014. — P. 1354–1358. — <https://doi.org/10.1190/segam2014-0289.1>.
- Radziminovich Y. B. and Shchetnikov A. A. Historical seismicity on the southern margin of the Siberian craton: new data // *Russian Geology and Geophysics*. — 2008. — Vol. 49, no. 9. — P. 698–707. — <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.12.013>.
- Rautian T. G., Khalturin V. I., Fujita K., et al. Origins and Methodology of the Russian Energy K-Class System and Its Relationship to Magnitude Scales // *Seismological Research Letters*. — 2007. — Vol. 78, no. 6. — P. 579–590. — <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.579>.

- Seminskii K. Z. and Radziminovich Y. B. Seismicity of the southern Siberian platform: Spatiotemporal characteristics and genesis // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2007. — Vol. 43, no. 9. — P. 726–737. — <https://doi.org/10.1134/s1069351307090029>.
- Seredkina A., Melnikova V., Gileva N., et al. The Mw 4.3 January 17, 2014, earthquake: very rare seismic event on the Siberian platform // *Journal of Seismology*. — 2015. — Vol. 19, no. 3. — P. 685–694. — <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9487-y>.
- Seredkina A. I. and Melnikova V. I. New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-Asian seismic belt // *Journal of Seismology*. — 2018. — Vol. 22, no. 5. — P. 1211–1224. — <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9762-9>.
- Slinchuk G. E., Yakovlev D. V., Yakovlev A. G., et al. Geoelectrical Model of the Deep Structure of the Yenisei-Khatanga Regional Trough // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2022. — Vol. 58, no. 5. — P. 655–669. — <https://doi.org/10.1134/s1069351322050123>.
- Sokolova E., Berdichevsky M., Varentsov I., et al. Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens: The experience from the Central Tien Shan // *Proc. Colloquium Electromagnetic Depth Research, 22nd, Dčín, Czech Republic*. — Potsdam, Germany : Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, 2007. — P. 132–141.
- Sokolova E. Yu., Israil M., Gupta P., et al. Crustal electrical conductivity of the Indian continental subduction zone: New data from the profile in the Garhwal Himalaya // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2016. — Vol. 52, no. 2. — P. 271–290. — <https://doi.org/10.1134/s1069351316020130>.
- Unsworth M. J. Magnetotelluric Studies of Active Continent-Continent Collisions // *Surveys in Geophysics*. — 2009. — Vol. 31, no. 2. — P. 137–161. — <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9086-y>.
- Wei W. and Zhao D. Tomography of the source zone of the 2015 M 7.8 Nepal earthquake // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. — 2016. — Vol. 253. — P. 58–63. — <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.01.008>.
- Wen L. M., Kang G. F., Bai C. H., et al. Relationship between crustal magnetic anomalies and strong earthquake activity in the south segment of the China North-South Seismic Belt // *Applied Geophysics*. — 2021. — Vol. 18, no. 3. — P. 408–419. — <https://doi.org/10.1007/s11770-021-0870-x>.
- Wu G., Tan H., Yang G., et al. Research on the relationship between geophysical structural features and earthquakes in Mid-Yunnan and the surrounding area // *Geodesy and Geodynamics*. — 2015. — Vol. 6, no. 5. — P. 384–391. — <https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.07.003>.
- Yang H., Xiong Z., Liu Q., et al. The crustal structure of the Longmenshan fault zone and its implications for seismogenesis: new insight from aeromagnetic and gravity data // *Solid Earth*. — 2023. — Vol. 14, no. 12. — P. 1289–1308. — <https://doi.org/10.5194/se-14-1289-2023>.
- Zhang J., Gao R., Zheng L., et al. Relationship between characteristics of gravity and magnetic anomalies and the earthquakes in the Longmenshan range and adjacent areas // *Tectonophysics*. — 2010. — Vol. 491, no. 1–4. — P. 218–229. — <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.004>.

THE MANIFESTATION OF LOCAL ANOMALOUS VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD IN UZBEKISTAN IN CONNECTION WITH THE PROBLEM OF EARTHQUAKE FORECASTING

S. Kh. Maksudov, V. R. Yusupov*, E. N. Khakimov, K. A. Sagdullaeva, B. B. Shakhriyev, and S. X. Nazarov

Institute of Seismology, Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan

* Correspondence to: V. R. Yusupov valijon.yusupov@mail.ru

Abstract: The problem of strong earthquake forecasting is a pressing issue. This issue has attracted special attention from scientists around the world working in this area. Interesting and encouraging results have been obtained over the past 50 years. Geophysical (geomagnetic, geoelectric, ionospheric), geodetic, hydrogeochemical and other methods are particularly widely used. Despite the use of modern equipment, methods of collecting, processing and analyzing the data obtained, there is no clear idea of the spatio-temporal features of the manifestation of precursor anomalies. The results obtained show the most diverse nature of the manifestation of precursors, differing in form, intensity and duration in time. In such a complex situation, anomalous changes in many geological and geophysical parameters have been identified that are not associated with the processes of preparing strong earthquakes or changing the weak seismicity of the region under study. These anomalous changes have a duration of 10–15 days to 10 years or more. They can have different forms and intensities. They are comparable in the noted parameters with anomalies caused by the processes of preparation of strong earthquakes. A distinctive feature of these anomalies is their more frequent manifestation in geological and geophysical parameters. The article examines the features of the manifestation of local anomalous variations of the geomagnetic field of the type under consideration on the territory of Uzbekistan. Determining the nature of the manifestation of these anomalies has scientific and practical significance in solving the problem of forecasting strong earthquakes.

Keywords: geomagnetic field, anomalous magnetic variation, earthquake precursor, shape, intensity, period.

Citation: Maksudov S. Kh., Yusupov V. R., Khakimov E. N., Sagdullaeva K. A., Shakhriyev B. B., and Nazarov S. X. (2025), The Manifestation of Local Anomalous Variations of the Geomagnetic Field in Uzbekistan in Connection With the Problem of Earthquake Forecasting, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4009, EDN: SRKXAX, <https://doi.org/10.2205/2025es001037>

RESEARCH ARTICLE

Received: March 17, 2025

Accepted: June 17, 2025

Published: July 21, 2025



Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

The problem of forecasting strong earthquakes is one of the most urgent in the seismically active regions of the globe. Strong and destructive earthquakes that have occurred in the last 10–15 years on the globe (in Sumatra 2009, Italy 2009 and 2014, Haiti 2011, Russia 2013 (Kamchatka), Nepal in 2015, Turkey in 2023, and Morocco in 2023) confirm the need to expand geological and geophysical research on their forecasting. Today, comprehensive studies are being conducted in the USA, China, Japan, Russia, Uzbekistan and other countries of the world to solve the problem of forecasting strong earthquakes. According to the data of the last 5–10 years of research, the results have been obtained showing:

- the manifestation of earthquake precursors is not for all earthquakes;
- the occurrence of strong earthquakes without any abnormal changes in geological and geophysical parameters;

- the manifestation of abnormal changes in geological and geophysical parameters that are not accompanied by strong ($M \geq 5$) earthquakes, activation of weak seismicity of the studied area. Anomalous changes of the latter, “non-precursor” type, have been recorded in geophysical (geomagnetic, geoelectric, pulsed electromagnetic) fields and hydrogeochemical parameters.

2. Materials and Methods

This article presents the results of geomagnetic research in Uzbekistan for the period 2021–2024. During this period, the Yangibazar magnetic Observatory (operating since 1923) and 14 magnetic stations were in operation (Figure 1). Some of them have been in operation for more than 30 years. Absolute proton magnetometers Geometrics – 856 (USA), GSM-19T (Canada) and MV-01 (Russia) are used. The sensitivity of these magnetometers is 0.1 nT. The total error in identifying local anomalies is no more than 0.4–0.6 nT.

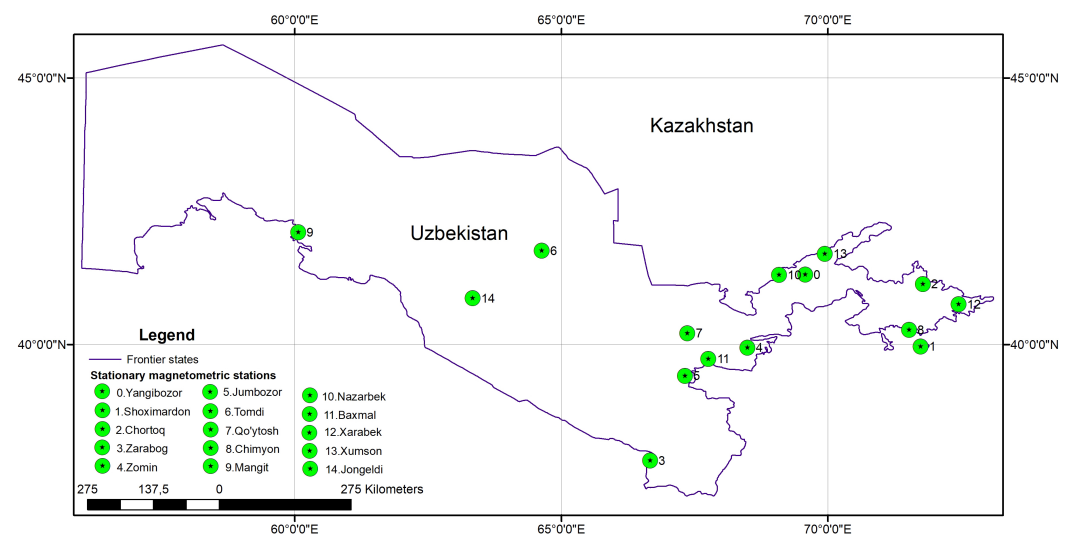


Figure 1. Location of magnetometric stations on the territory of Uzbekistan.

The modulus of the total geomagnetic field vector (T) is measured. The measurement frequency at all magnetic stations is after 10 minutes, and 144 magnetic field values are obtained in 24 hours. The absolute or relative daily and monthly average values of the geomagnetic field were used for data analysis. Changes in the relative values of the geomagnetic field at the stations are considered relative to the Yangibazar Observatory. The distance from the observatory to the nearest magnetic station is 40 km (station Nazarbek, No. 10), the longest distance is 1375 km (Mangit station).

3. Discussion of the Results Obtained

Figure 2 shows the change in the absolute values of the geomagnetic field for the period from June 10 to July 5, 2023. The change occurs at 10 out of 15 stations (the numbers near the curves in all figures correspond to the station numbers shown in Figure 1). Here, during the slow growth of the geomagnetic field, a decrease occurs, reaching a minimum value on June 15. Then there is a slow increase in the field value until June 30th. And then there is an increase in the rate of growth of the magnetic field, reaching a maximum on July 5. As you can see, the beginning and end of this anomaly occurs at about the same time in all stations. This anomaly did not appear at the other 5 stations.

An example is a change in the magnetic field at the Bakhmal station (11), where the anomaly did not appear. The table shows the values of the correlation coefficient of the anomalous change at the stations relative to the Yangibazar Observatory data. As can be seen from the table, the correlation is very high and amounts to 0.84–0.99. The exception, as noted, is the change at the Bakhmal station, where the correlation coefficient is 0.17. In this case, it is difficult to determine the location of the “focus” of this anomaly by the values

of the correlation coefficient or by the change in the intensity of the anomaly. The anomaly is the largest in terms of the area of manifestation identified in Uzbekistan. According to the size of the manifestation on the territory of Uzbekistan and its slight attenuation with distance, the anomaly may have manifested itself outside the territory of Uzbekistan.

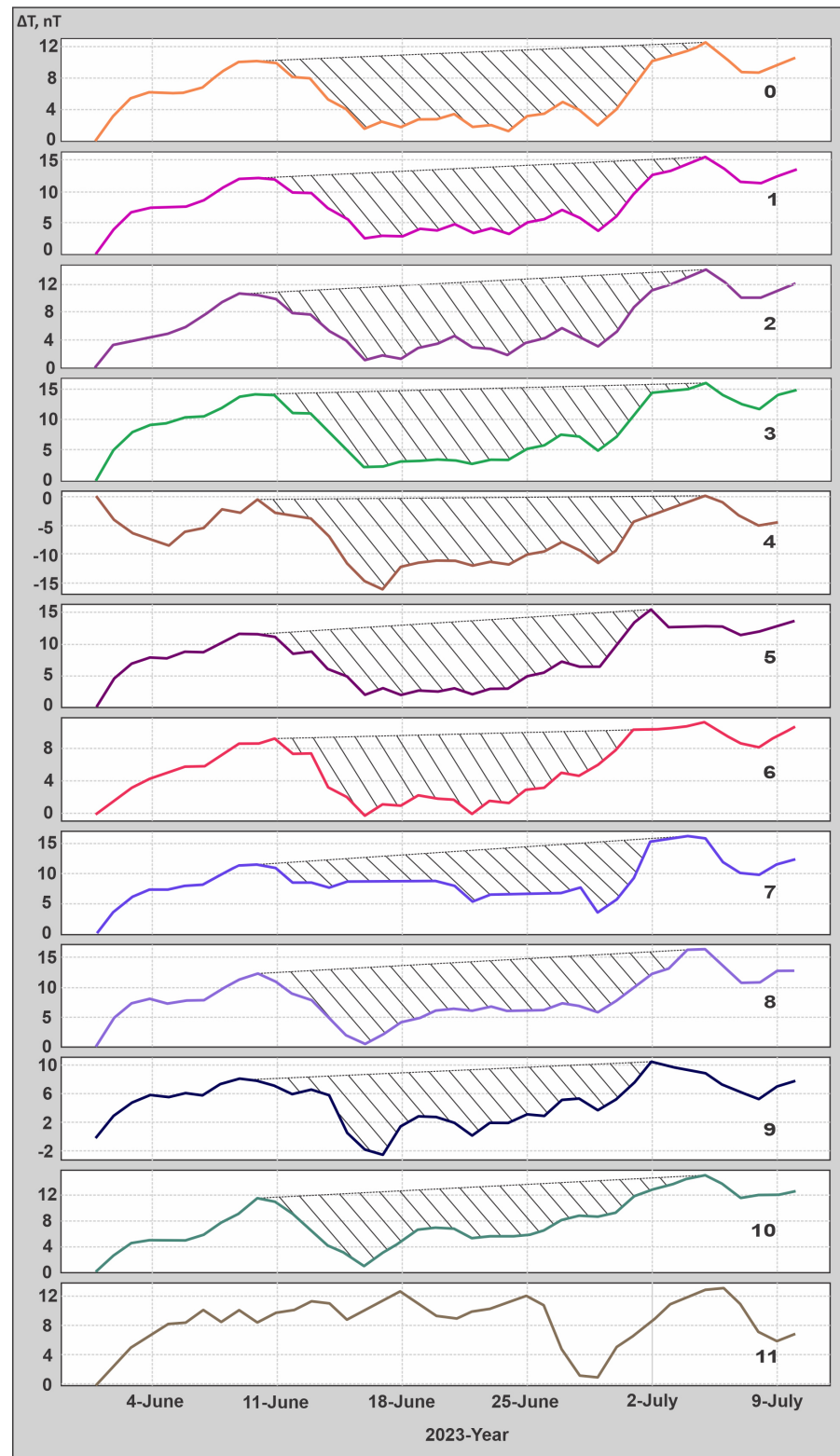


Figure 2. Changes in the average daily values of the geomagnetic field at 11 magnetic stations in Uzbekistan.

Table 1. Correlation coefficients of changes in the geomagnetic field at stations relative to the Yangibazar magnetic Observatory

No.	Station names	Yangibazar Observatory (Q)
1	Shakhimardan	0.99
2	Chartak	0.99
3	Zarabag	0.98
4	Zomin	0.95
5	Jumabazar	0.91
6	Tamdi	0.91
7	Koytash	0.89
8	Chimion	0.89
9	Mangit	0.88
10	Nazarbek	0.84
11	Bakhmal	0.17

The manifestation of a local anomalous variation at the magnetic stations of Nazarbek (10), Chartak (2), Kharabek (12) and Shakhimardan (1) is considered below (Figure 3). The bay-shaped anomaly of a positive sign began to manifest itself from the beginning of June 2022 and lasted until the beginning of October 2023. Figure 3 shows the change in the monthly average values of the geomagnetic field at the marked stations relative to the Yangibazar Observatory (0). The geomagnetic field change at Chimion (8) station, where this anomalous variation did not occur, is also shown here. The nature of the field change at this station differs significantly from the changes observed at the four stations mentioned above. Note that the Chimion (8) magnetic Station is located 50 km away, northeast of Shakhimardan station. The amplitude of the anomaly is 2–2.7 nT, the minimum value is 2 nT at Chartak (2) and Shakhimardan(1) stations and – 2.7 nT at Nazarbek (10) and Kharabek (12) stations. The duration of this bay-like anomaly increases in a southerly direction. The duration at the Nazarbek station (10) is about 9 months, at the Chartak station (3) – 13 months, at the Kharabek (12) station – 15 months and at the Shakhimardan(1) station – 16 months. By the nature of the decrease in the southern direction, it can be assumed that the “focus” of this anomaly is located south of Shakhimardan station.

A similar anomaly was observed at Zarabag (3), Zhumabazar (5), Bakhmal (11), Koytash (7) and Jangeldi (14) stations. The anomaly begins on May 12 and ends on August 13, 2024 (Figure 4). The duration of the anomaly is three months. The highest intensity is observed at the Zarabag – 16 nT station. Further north, it decreases, amounting to 7; 5; 4; 2.5 nT at the stations of Jumabazar, Bakhmal, Koytash and Jangeldi, respectively. As can be seen, the intensity of the anomaly decreases in the north direction. This anomaly does not appear at the more remote Tamdy (6) station (curve 6).

More detailed information about anomalies of this type from the previous research period was provided in our publications [Maksudov, 2024; Maksudov et al., 2021], which showed a wide spatiotemporal manifestation of these anomalies. Each case of anomaly differs in form, sign, intensity, and duration. They do not correlate in time with strong earthquakes that occurred within the region or with the activation of weak seismicity in the area. The first cases of this type of anomaly were reported back in the 1960s [Gryaznovskaya et al., 1970; Pudovkin and Tanichev, 1970a,b]. The large amount of measurement errors at that time raised doubts about the reliability of the identified anomalies. Nevertheless, the detected anomaly values exceeded 2–3 times the RMS error of the measurement of the components or the modulus of the total vector of the geomagnetic field.

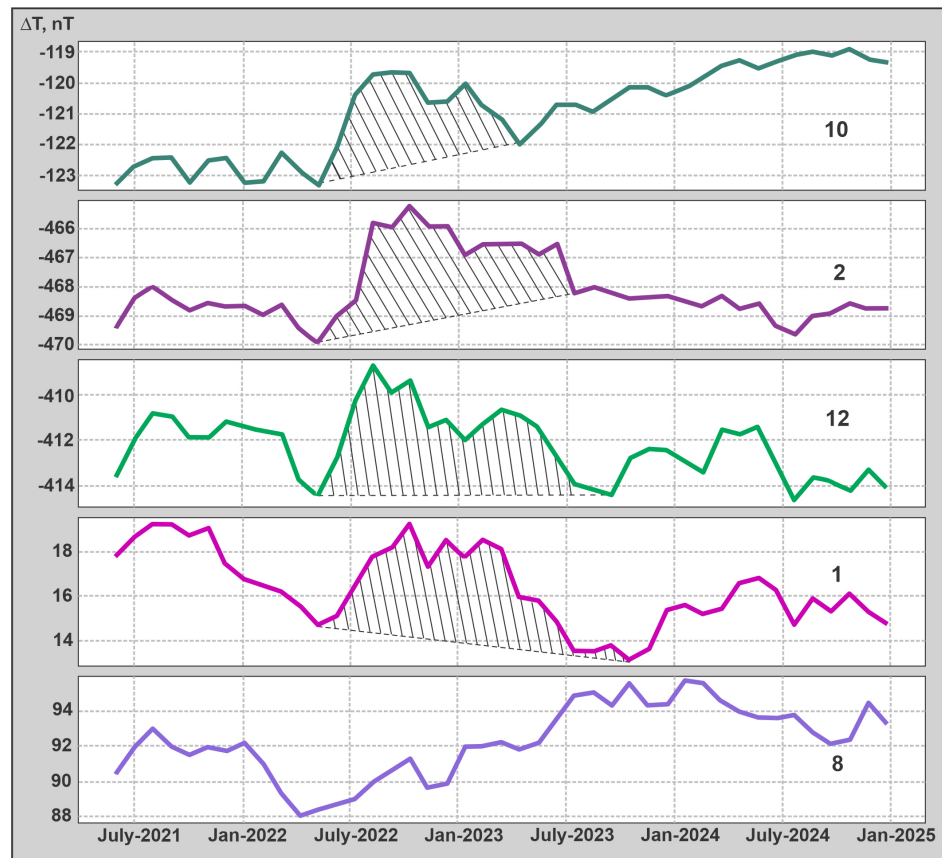


Figure 3. Changes in the relative monthly average values of the geomagnetic field at the Nazarbek, Chartak, Kharabek, Shakhimardan and Chimion stations for the period June 2022 – October 2023.

Long-term, high-precision and frequent geomagnetic measurements in the territories of geodynamic polygons of Uzbekistan allowed us to register numerous anomalous variations of this type [Maksudov, 2024; Maksudov et al., 2021].

Interest in anomalous variations of this type is of particular importance due to the fact that in some cases anomalous changes in the geomagnetic field associated with the preparation of strong earthquakes have been identified [Abdullabekov, 1989; Abdullabekov and Maksudov, 2002; Abdullabekov et al., 1994]. The parameters of the anomalous variations associated with earthquakes and those discussed in this article are comparable. The fact is that on the territory of Uzbekistan, which belongs to the seismically active territories of Central Asia, comprehensive geological and geophysical studies on the problem of earthquake forecasting are being conducted. Among the methods used is geomagnetic, which provides operational and informative results [Abdullabekov, 1989].

Research on the search for geomagnetic precursors of strong earthquakes in Uzbekistan began in 1968. The research was carried out using the methods of repeated profile, area and stationary regime measurements. Repeated changes were carried out with a frequency from once every 15 days to once every 3 months or less. The measurements were carried out at 1100 points with varying durations in terms of both area (profiles) and time intervals. The total length of the profile and area surveys was about 7750 km. The total number of stationary stations in the early 1980s in the entire territory of Uzbekistan was 36.

Long-term, high-precision and frequent geomagnetic measurements in the territories of geodynamic polygons of Uzbekistan allowed us to register numerous anomalous variations of this type [Maksudov, 2024; Maksudov et al., 2021].

The research was organized in the territories of active regional faults, natural underground gas storage facilities, large reservoirs, exploited oil and gas fields, etc.

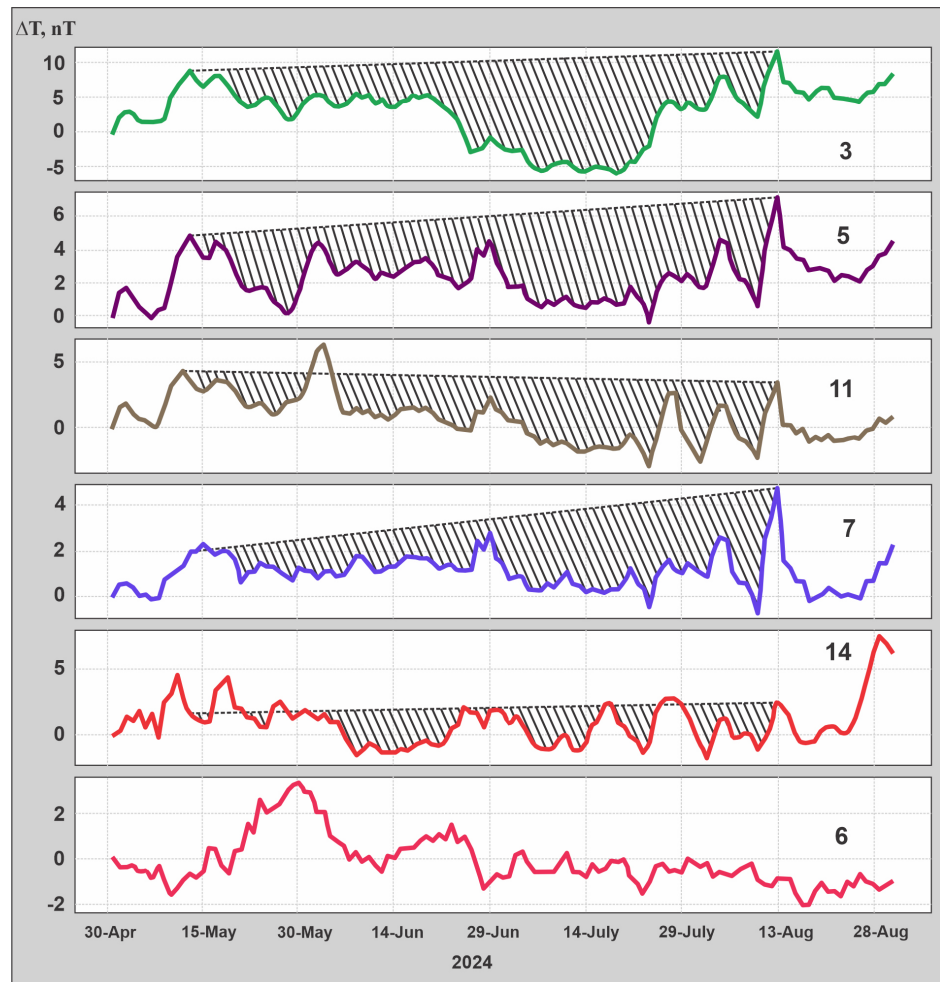


Figure 4. The change in the average daily values of the geomagnetic field at 5 stations in Uzbekistan.

As a result of more than 55 years of research, local anomalous variations of the geomagnetic field have been recorded due to:

- processes of preparation of strong earthquakes;
- activities of an underground natural gas storage facility;
- activities of a large reservoir;
- exploitation of oil and gas fields;
- processes occurring at various depths in the Earth's crust, upper mantle, and possibly deeper.

The local anomalous variations of the geomagnetic field given in the last paragraph were recorded as a result of long-term stationary measurements and frequent repeated measurements at the points of profile, area surveys.

The currently established features of the manifestation of these anomalous variations are as follows:

- they manifest themselves in various forms, intensity, duration and sign;
- they are not confined to any specific geological, tectonic, geomorphological structures, regional faults, seismically active zones, or geophysical fields;
- long-period anomalous variations of this type can be overlaid with the same shorter-period anomalous variations of various shapes, intensities and linear sizes;
- they have a different configuration of manifestation on the square;
- the configuration, magnitude, and area of these anomalies may change over time;
- in most cases, the changes are reversible.

From this point of view, local anomalous variations of a nature that is not yet known, which were previously recorded [Maksudov, 2024; Maksudov et al., 2021] and those discussed in this article are the object of careful research. Determining their nature is a problem, the solution of which will increase the accuracy and reliability of identifying local anomalous variations caused by the processes of preparing strong earthquakes. As the research results show, a wide spatiotemporal spectrum of these local anomalous variations has been revealed. We are not aware of studies in the territories of seismically active regions where geomagnetic studies are conducted on the problem of predicting earthquakes with such a duration and a dense network of magnetic stations as in Uzbekistan. Consequently, there are also no statements about the nature of the manifestation of these local anomalous variations.

The analysis of all identified local anomalous variations shows a wide spatiotemporal spectrum of their manifestation. The linear dimensions range from the first kilometers to the first thousands of kilometers. The intensity of the anomalies ranges from 2.5 nT to 8–10 nT. The duration of the anomalies ranges from 15 days to seven years or more. The shapes of the identified anomalies are bay-shaped, sinusoidal, and trending. A bay-shaped anomaly has a positive or negative sign. Common to all identified cove-like anomalies is the reversible nature of their changes.

The reversible and short-lived nature of the changes in the identified local anomalous variations in the geomagnetic field suggests that these variations are not related to chemical, seismotectonic, or thermal processes in the lithosphere. These processes seem to occur very slowly and should have an irreversible part of the change in the considered variations of the geomagnetic field. If long-term (months, years) local anomalous variations can somehow be explained by the proposed mechanism [Zeynalov, 1966], then short-period (tens of days, the first months), apparently, cannot be explained by these mechanisms. The migration rate of these anomalous variations through various layers of the Earth (from the core to the crust) is also unknown today.

Therefore, it is difficult for us now to express even a tentative opinion about the nature of these variations. It can be noted that data from the geomagnetic field alone is probably insufficient to determine the nature. Given the urgency of solving the nature of these anomalous variations, it is proposed to conduct special long-term high-precision geomagnetic studies. Research, apparently, should be organized both in seismically active and weakly seismic areas at the same time. The duration of the observations will depend on the results obtained in the course of comprehensive research. To reliably determine the nature of the detected anomalous variations, special studies on electrodynamics and other geophysical methods should be conducted, as well as data on seismicity should be used.

Determining the nature of these local anomalous variations is of fundamental and applied importance. The applied aspect is primarily related to the relevance of solving the problem of forecasting strong earthquakes.

4. Conclusions

Based on the analysis of the obtained results of geomagnetic studies in Uzbekistan and the available data for other regions, it is very difficult to draw certain conclusions about the nature of the identified local anomalous variations. In our work [Maksudov et al., 2021], we cited the available statements of various researchers regarding the nature of this kind of local anomalous variations [Bullard, 1948; Elsasser, 1941; Lowes and Runcorn, 1951; Vestine et al., 1947]. The different spatial and temporal characteristics, linear dimensions, and intensity of these anomalous variations make it difficult to make certain assumptions about their nature. The complex geological and tectonic structure, the thermodynamic situation of the lithosphere, and the highly gradient manifestation of static geophysical fields in Uzbekistan determine the possibility of such a diverse manifestation of the revealed anomalous variations of the geomagnetic field. Local anomalies of small linear sizes and short duration in time may characterize processes within the Earth's crust. Longer-lasting and with larger linear dimensions anomalous variations may be related to processes within the mantle and deeper.

Given the urgency of solving the nature of these anomalous variations, it is proposed to conduct special high-precision geomagnetic studies. They should be organized by stationary and repeated area measurements in both seismically active and aseismic (weakly seismic) regions simultaneously. To reliably determine the nature of the detected anomalous variations, special studies on electrodynamics and other geophysical methods should be conducted, as well as data on seismicity should be used.

Determining the nature of these local anomalous variations is of fundamental and applied importance. The applied aspect is primarily related to the relevance of solving the problem of forecasting strong earthquakes.

Currently, geomagnetic research on earthquake forecasting is being expanded at the Institute of Seismology of the Academy of Sciences of Uzbekistan. New magnetic stations are being installed, and new profiles for repeated magnetic measurements have been laid. The total length is about 3500 km with 330 measuring points of the geomagnetic field. Since 2025, repeated measurements on profiles have been carried out once a month.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the fundamental theme "Identification of the nature of the manifestation of precursors of strong earthquakes in time and space." The authors express their gratitude to academician K. N. Abdullabekov and A. I. Tychiev for participating in the discussion. "Financial support for these studies was provided by the Institute of Seismology and the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan within the framework of budget allocations and the Agency for Innovative Development of the Ministry of Higher Education, Science and Innovation of the Republic of Uzbekistan (grant FL-9524115127, grant AL-582205639) as part of a State scientific project.

References

- Abdullabekov K. N. Electromagnetic phenomena in the Earth's crust. — Uzbekistan : FAN, 1989. — 232 p. — (In Russian).
- Abdullabekov K. N. and Maksudov S. Kh. Seismic zoning and earthquake forecast in Uzbekistan. — Tashkent : Gidroingeo, 2002. — (In Russian).
- Abdullabekov K. N., Maksudov S. Kh. and Tuichiev A. I. Forecast of seismic hazard in Uzbekistan. Volume II. — Tashkent : FAN, 1994. — (In Russian).
- Bullard E. C. The secular change in the earth's magnetic field // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. Geophysical Supplement. — 1948. — Vol. 5. — P. 248–257.
- Elsasser W. M. A statistical analysis of the earth's internal magnetic field // Physical Review. — 1941. — Vol. 60. — P. 876–883.
- Gryaznovskaya F. V., Polyakov A. V., Pochtarev V. I., et al. On the anomaly of the secular course in the seismically active zone of Southern Kazakhstan // Collection of Abstracts of Reports VIII Conference on the Issues of Permanent Geomagnetic Field, Rock Magnetism and Paleomagnetism. Part I. Permanent Geomagnetic Field. — Moscow, 1970. — P. 89–92. — (In Russian).
- Lowes F. J. and Runcorn S. K. The analysis of the geomagnetic secular variation // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. — 1951. — Vol. 243. — P. 525–546.
- Maksudov S. Kh. On the study of anomalous variations of the geomagnetic field // Earthquake. — 2024. — Vol. 2, no. 2. — <https://doi.org/10.59429/ear.v2i2.6826>.
- Maksudov S. Kh., Abdullabekov K. N., Tuichiev A. I., et al. Geomagnetic Field Variations Caused by the Processes Occurring at Different Depths in the Earth's Crust and Upper Mantle // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2021. — Vol. 57, no. 3. — P. 295–308. — <https://doi.org/10.1134/s1069351321020063>.
- Pudovkin I. M. and Tanichev A. A. On the issue of studying the anomaly of secular changes in the geomagnetic field // Collection of Abstracts of Reports VIII Conference on the Issues of Permanent Geomagnetic Field, Rock Magnetism and Paleomagnetism. Part I. Permanent Geomagnetic Field. — Moscow, 1970a. — P. 84–88. — (In Russian).
- Pudovkin I. M. and Tanichev A. A. Some results of the study of anomalies of the secular course in Kamchatka // Geomagnetism and aeronomy. — 1970b. — Vol. XII, no. 1.
- Vestine E. H., Laporte L., Lange I., et al. The geomagnetic field its description and analysis. — Washington DC : Carnegie Institution, 1947. — 390 p.
- Zeynalov M. M. Itogi nauki. Geofizika (Results of Science. Geophysics). — Moscow : VINITI, 1966. — (In Russian).

REGIONAL REMOTE SENSING ANALYSIS OF FAULT TECTONICS IN THE NORTHWESTERN PART OF THE VERKHoyAN-KOLYMA OROGENIC REGION AND ASSESSMENT OF ITS ROLE IN ORE FORMATION

V. A. Minaev^{1*} , S. A. Ustinov¹ , V. A. Petrov¹ , A. D. Svecherevsky¹ ,
I. O. Nafigin¹ , A. I. Manevich² , and D. Zh. Akmatov² 

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia

²The Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences (GC) RAS, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Vasili Minaev, minae2403@mail.ru

Abstract: The article presents the results of a comprehensive analysis of fault tectonics in the northwestern part of the Verkhoyan-Kolyma orogenic region. The studies were performed on a regional scale. Based on a digital relief model, lineaments were identified manually and automatically. The results obtained in combination with literature data allowed us to perform tectonophysical reconstructions using the model of P. L. Hancock (1985). Based on the reconstructions, we determined the expected areas of tectonic structures that had the highest hydraulic activity during collision processes, which are presumably associated with gold deposits and ore occurrences in Eastern Yakutia. Areas promising for the discovery of new ore objects were identified.

Keywords: fault, digital elevation model, Earth remote sensing, lineaments, tectonophysics, ore deposits, geoinformation analysis, gold, Yakutia.

Citation: Minaev V. A., Ustinov S. A., Petrov V. A., Svecherevsky A. D., Nafigin I. O., Manevich A. I., and Akmatov D. Zh. (2025), Regional Remote Sensing Analysis of Fault Tectonics in the Northwestern Part of the Verkhoyan-Kolyma Orogenic Region and Assessment of Its Role in Ore Formation, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4010, EDN: HHENIS, <https://doi.org/10.2205/2025es001039>

Introduction

The territory of Eastern Yakutia is currently considered one of the most promising in terms of discovering new gold ore objects, including large and super-large deposits [Antonov and Gamyanin, 2021; Volkov, 2016]. At the same time, a significant part of the known large objects were identified in the southeastern part of the Verkhoyan-Chersky orogenic belt (Dora-Pil, Tallalakh, Malotarynskoye deposits) and the South Verkhoyansk orogenic belt (Nezhdaninsky ore region, Dybinsky ore cluster, Zaderzhninskoye deposit). The situation is different on the northern continuation of the same metallogenic zones of the Yana-Kolyma orogenic region (Figure 1). In the northern segment of the Verkhoyan-Chersky orogenic belt, the only large deposit Kyuchus, has been discovered, and in the northwest of the Verkhoyan orogenic belt, only a few ore occurrences have been discovered, the most promising of which is Dyandi. This situation is also due to the inaccessibility of these territories for field research.

The main part of gold ore objects of various ranks in the northwestern part of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region are of hydrothermal type. It is known that hydrothermal processes are controlled by fault tectonics [Cherezov et al., 1992]. Thus, we can talk about fault tectonics as one of the most important ore-controlling factors in relation to the studied territory.

There are very few works devoted to the study of the framework of faults for the Verkhoyan-Kolyma orogenic region. A detailed study of fault tectonics and folded structures of the Mesozoic Verkhoyan-Kolyma system is devoted to the work of Gusev [1979], from which it follows that the main part of the mapped faults acquired their appearance in the late Mesozoic.

RESEARCH ARTICLE

Received: January 16, 2025

Accepted: June 18, 2025

Published: July 25, 2025



Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

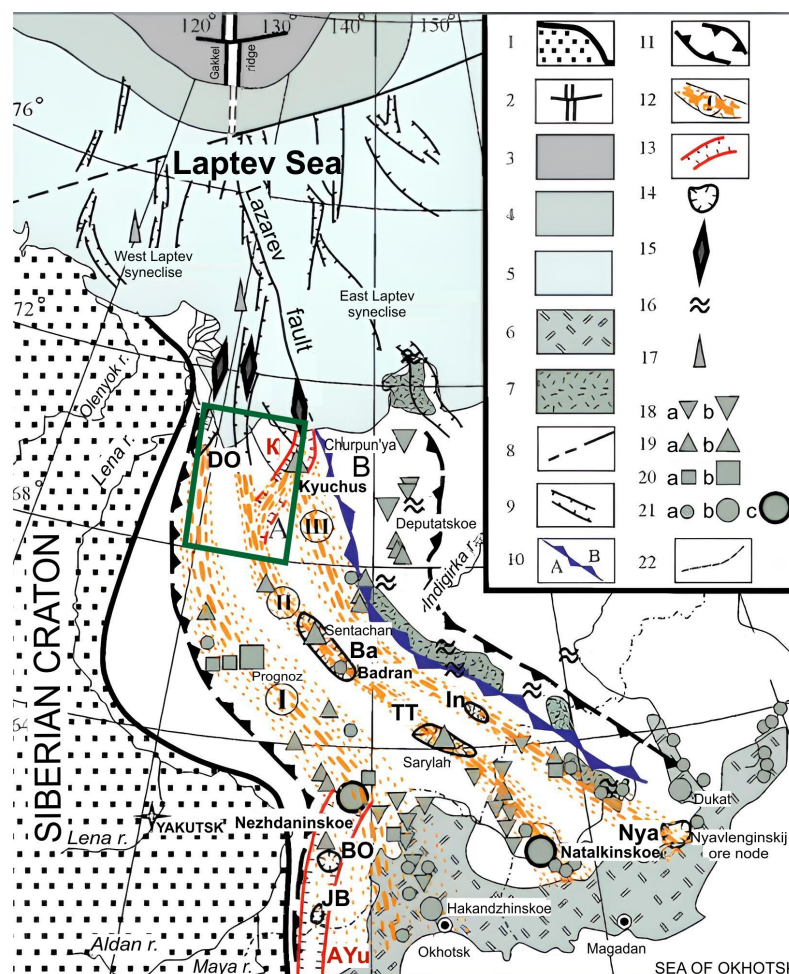


Figure 1. Schematic diagram of metallogenic zones of Eastern Yakutia [after Antonov and Gamyanin, 2021] 1 – Siberian craton; 2 – Gakkel Ridge; 3 – Eurasian oceanic basin; 4 – continental slope; 5 – shelf; 6 – Okhotsk-Chukotka marginal-continental Late Cretaceous volcanic belt; 7 – Jurassic volcanic belts; 8 – transform fault; 9 – rift basins. Boundaries: 10 – southwestern (A) and northeastern (B) sectors; 11 – East Yakut metallogenic belt; 12 – metallogenic zones (I – Verkhoyansk, II – Tarynsk, III – Nizhneyansko-Selyannakhskaya); 13 – metallogenic subzones (K – Kularskaya, AYu – Allah-Yunskaya). 14 – promising ore districts: DO – Dyandinsko-Okhonsoysky; Ba – Badransky; TT – Tuora-Tassky; In – Intakhsky; BO – Bular-Onocholokhsky; JB – Jurassic-Brindakitsky; Nya – Nyavlenginsky. 15 – rifts; 16 – ophiolite massifs; 17 – promising oil and gas bearing areas. Deposits: 18 – Sn, W, Mo (a – small and medium; b – large); 19 – Au, Sb, Hg (a – small and medium; b – large); 20 – Ag, Pb, Zn (a – small and medium; b – large); 21 – Au, Ag (a – small; b – medium; c – large); 22 – administrative boundaries. Green outline – boundaries of the study area.

The above circumstances prompted the authors of this article to analyze the framework of faults in the northwestern part of the Verkhoyan-Kolyma orogenic region using a set of modern methods for processing Earth remote sensing data and tectonophysical reconstructions. The results obtained allowed us to draw up a scheme of potentially promising areas for the discovery of gold ore objects.

Research Region

The Verkhoyansk fold-and-thrust belt formed in the late Paleozoic-Mesozoic on the subsided margin of the Siberian paleocontinent. It is composed of thick terrigenous-sedimentary strata that formed on the shelf, continental slope and foot of the passive margin of the Siberian paleocontinent on the margins of the Okhotsk terrane and the Kolyma-Omolon superterrane (Figure 2).

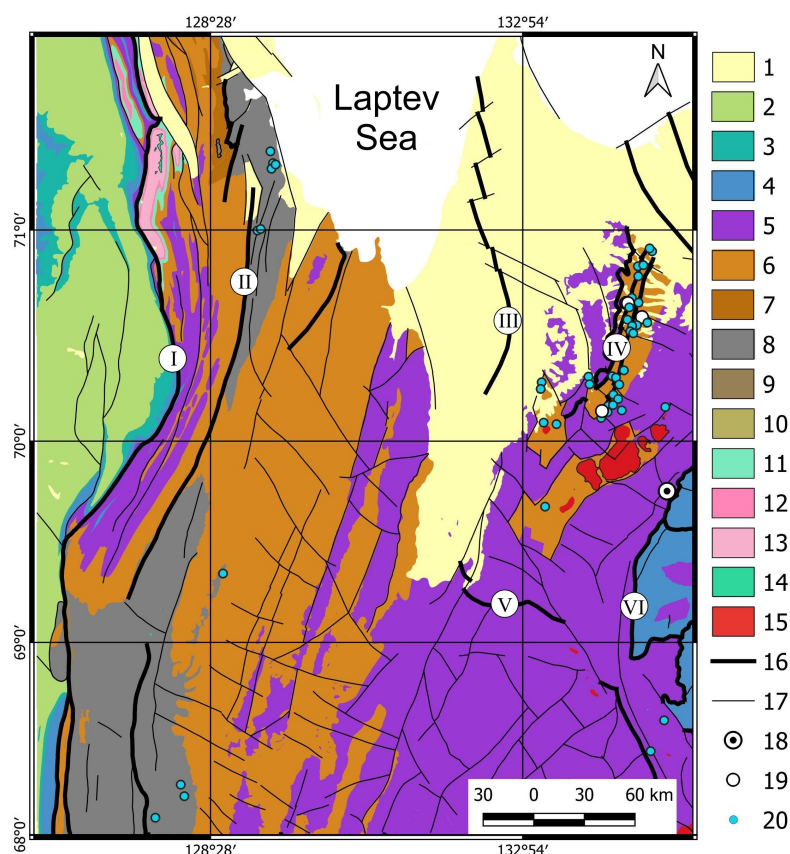


Figure 2. Schematic geological map of the northwestern part of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region (compiled based on the materials of [Borisova et al., 2016, 2020]). 1 – Paleogene-Neogene sediments; 2 – Cretaceous sediments (sands, sandstones, siltstones, mudstones, interlayers and lenses of coal, conglomerates); 3 – Jurassic-Cretaceous sediments (sandstones, siltstones, mudstones, interlayers and lenses of coal); 4 – Jurassic sediments (sandstones, conglomerates, siltstones, mudstones, interlayers and lenses of coal); 5 – Triassic formations (sandstones, limestones, siltstones, mudstones, interlayers of tuffs, gravelites); 6 – Permian sediments (sandstones, siltstones, mudstones, interlayers and lenses of conglomerates); 7 – Carboniferous-Permian sediments (sandstones, siltstones, mudstones); 8 – Carboniferous sediments (sandstones, siltstones, mudstones, conglomerates, dolomites, limestones); 9 – Devonian sediments (sandstones, siltstones, anhydrites, gypsums, limestones, calcareous shales and sandstones, conglomerate lenses); 10 – Silurian-Devonian sediments (limestones and dolomites); 11 – Cambrian sediments (dolomite, conglomerate, sandstone, siltstone, limestone, shales, argillite, trachybasalt covers); 12 – Vendian sediments (dolomite, limestone, sandstone); 13 – Riphean sediments (limestone, dolomites, marl, sandstone, shales, conglomerate lenses); 14 – dikes of basic rocks; 15 – granites, granodiorites, monzogranites; 16 – major faults (I – Priverkhoyansky marginal suture; II – Central Verkhoyansky; III – East Omoloysky; IV – Emiss fault system; V – Adycha-Tarynsky; VI – Yansky); 17 – minor faults; 18 – large gold ore deposit Kyuchus; 19 – small gold ore deposits; 20 – gold occurrences.

To date, there is no generally accepted complete history of the region's development. We will briefly outline its main established stages.

In the Middle – Late Devonian and Early Carboniferous, several rifts formed within the eastern margin of the paleocontinent, leading to the separation of large continental blocks from it, including the Okhotsk and Omolon cratonic terranes, the Prikolymsky and Omulevsky terranes. As a result of rifting, the Oymyakon small ocean basin was formed. After the rifting stage, the east of the Siberian paleocontinent developed in a passive margin regime.

At the very end of the Late Jurassic, the Kolyma-Omolon superterrane collided with the Verkhoyansk passive margin of the Siberian paleocontinent, as a result of which in the Cretaceous the Verkhoyansk terrigenous complex formed a fold-and-thrust orogen containing belts of collisional granitoids [Kungurtsev and Goshko, 2023]. At this time, regional shifts were laid with the formation of a fold-and-thrust structure [Konstantinovskiy, 2007]. It is assumed that noble metal mineralization in the study area is associated with the influence of accretion-collisional processes of the formation of the South Anyui suture and the Novosibirsk-Chukotka orogenic belt (Aptian-Albian time) [Prokopyev et al., 2018]. Considering that mineralization is controlled by fault structures, it can be concluded that the faults acquired their final morphological appearance at the end of the Early Cretaceous (125–105 Ma). It is important that, unlike the North-Eastern sector (see Figure 1), the study region is characterized by metallogenic specialization mainly in Au and less in Sb, Hg, Ag, Pb, Zn [Antonov and Gamyanin, 2021]. The Kyuchus Au-Sb-Hg deposit is located in the eastern part of the study area. It is localized in the northwest of the Kular-Nera shale belt (terrane) in the hinterland of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt in the zone of influence of the regional Yana fault. To the north are localized small deposits – Mastakh, Kyllakh, Yemelyanovskoye and Emys.

In the western part, the Dyandinsko-Okhonosoi gold ore region deserves special attention, located in the extreme north of the Verkhoyansk metallogenic zone near the Laptev Sea coast among the shales of the Upper Carboniferous – Lower Permian (see Figure 1). The ore region extends in a submeridional direction for a distance of about 90 km with a width of 10–15 km. Ore bodies are represented by veins, as well as stockworks in sandstone layers. The large Dyandi ore occurrence and a significant number of insufficiently studied gold ore occurrences (Nikolaevskoye, Nochka, Otkrytoye, Yasnoye, Shkolnoye, Okhonosoy, etc.) are known here. The strike of the ore-controlling faults is submeridional, conformal to the strike of the metallogenic zone [Antonov and Gamyanin, 2021].

Research Methods

The research methodology is described in detail in the works [Minaev et al., 2024; Ustinov et al., 2024], therefore, below we will note only the main most important stages. Lineament analysis of the territory was carried out using a special technique based on the construction and processing of a digital elevation model (DEM), proposed and verified on real geological objects by the employees of the laboratory of Geoinformatics of IGEM RAS [Ustinov and Petrov, 2016]. The technique is effective even in areas with weakly dissected relief. The DEM of the territory was created using open data from the radar interferometric survey of the globe's surface ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) of the third version. The work used a model with a generalization level of 1 km/pixel. The choice of the DEM generalization level is determined by the aim of the work and, in accordance with it, the scale level of the available geological materials

The survey results are raster images with the values of the relief elevation marks for each pixel in GeoTIFF format, containing metadata on the georeferencing. The lineaments on the DEM were identified using software based on neural network technologies developed with the participation of individual authors of this article [Grishkov et al., 2023].

The general principles of operation of this software are based on the fundamental concepts of the functioning of neural networks and are aimed at extracting sets of unique features of an image or a specific object. This is achieved through parallel image processing in different layers of the network using alternating convolution layers (image processing with local operations using filters) and compression (image compression by combining filter values), as well as a fully connected layer that forms the result from the obtained values. As a result, lineaments are identified in the form of short straight segments, which can be interpreted as so-called “mega-cracks” feathering an extended fault structure [Petrov et al., 2010; Rebetsky et al., 2017].

Before the procedure for identifying lineaments using the created neural network, a method of nonlinear directional image filtering was used at the stage of preliminary preparation of the DEM for the most accurate identification of lineaments. In this study, directional filtering was used to improve the boundaries of the gradient transition between pixel values, in order to highlight certain image characteristics based on their frequency associated with the structural features of the territory. Directional image filtering, in accordance with well-known techniques [Enoh *et al.*, 2021; Paplinski, 1998; Suzen and Toprak, 1998], was performed in four main directions: N–S (0°), NE–SW (45°), E–W (90°), SE–NW (135°), with the construction of corresponding shadow relief schemes in order to emphasize all possible orientations of the structures identified in the image. The study also used the technique for identifying and verifying large fault zones proposed by Sivkov *et al.* [2020]. It is based on the analysis of the spatial position and the creation of density schemes of non-extended lineaments identified automatically by various software tools. For each linear segment of the lineaments identified using a neural network (based on a DEM with a resolution of 1 km/pixel), we calculated and assigned the true azimuth of its strike as an attribute. Based on this attribute, the lineaments were ranked by classes and eight schemes of relative specific densities of linear objects were constructed with a step of 22.50°.

By now, a situation has arisen where most experts in the field of fault tectonics admit the rupture type of rock destruction, but to describe the kinematics of displacement along the formed rupture, they mainly use shear displacement (from the mechanics point of view). In addition, it is assumed that most of the known faults of the Verkhoyan-Kolyma Mesozoic system were initially formed as strike-slip faults and thrusts [Gusev, 1979]. To reconstruct the parameters of the regional stress state (RSS), the kinematics of the main faults and the stages of formation of the framework of fault structures based on the interpretation of the identified lineaments, it is necessary to adopt one of the common tectonophysical models of the formation of the paragenesis of the feathering cracks of the main fault (the main structure of the first order on the scale of the study area) in the shear zone. For shear zones (before the formation of the main fault take place), natural patterns of second-order faults have been established and explained from the standpoint of mechanics [Rebetsky *et al.*, 2017; Seminsky, 2003]. At the initial stage, in a relatively homogeneous RSS for a certain territory, en echelon systems of tensile cracks (one system) and shear (two conjugate systems) arise. In shear zones, the orientation of cracks in these systems corresponds to the stress state of pure shear [Gzovsky, 1975]. If a slight compression or extension across the strike axis of the zone is superimposed on a pure shear, the regional stress state may remain close to a pure shear, but the orientation of the compression and extension axes, as well as the associated orientation of the cracks, change in a regular manner [Gzovsky, 1975; Seminsky, 2003]. This initial RSS of the shear zones and the cracks that arose as a result of its action can be considered as corresponding to the 1st stage of the development of the main rupture – the stage of its preparation.

There are various explanations for the formation of second-order faults around already active faults from the standpoint of mechanics [Hancock, 1985; Seminsky, 2003].

P. L. Hancock provides the most complete summary scheme of the series of secondary structures observed in shear zones before the formation of the main fault in them and after its formation [Hancock, 1985] (Figure 3). This model was used as the main one in our study.

The software “Lineament Stress Calculator” (author A. D. Svecherevsky, IGEM RAS) was created specifically to solve the tasks of our study to interpret the orientations of the identified lineaments using the P. L. Hancock model. The developed software conducts automatic analysis of linear vector data, identifying and classifying various types of cracks based on their geometric and spatial characteristics. The results of reconstructing the orientation of the axis of the principal compressive or tensile forces in the region for each of the zones of dynamic influence of faults on the assumed period of ore formation allow visualization of segments of structures that are predisposed to shear to varying degrees,

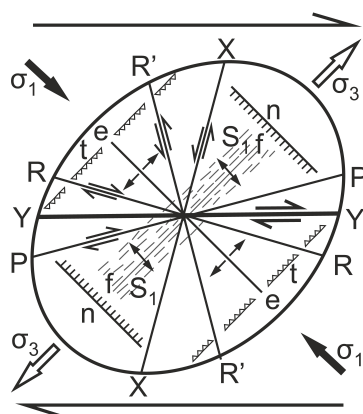


Figure 3. Systems of echelon structural elements formed in a strike-slip fault zone by pure shear [Hancock, 1985]: Y – main shear, R and R' – conjugate Riedel shears, X, P – secondary shears, e – tensile cracks, n – normal faults, t – reverse faults, f – folds, S₁ – cleavage, σ_1 – axis of maximum compression, σ_3 – axis of maximum extension.

areas of concentration and dispersion of deformations. Shear stress on the fault plane (τ_n) and effective (σ_n) normal stress can be calculated using the formula [Jaeger and Cook, 1979]:

$$\tau_n = \tau \sin 2\varphi \quad \text{when} \quad \tau = \frac{S_1 - S_3}{2},$$

$$\sigma_n = \left(\frac{S_1 + S_3}{2} - P_f \right) + \tau \cos 2\varphi,$$

where S_1 is the stress value along the axis of maximum compression, S_3 is the stress value along the axis of least compression, P_f is the fluid pressure, φ is the angle between the normal to the plane of the fault and the axis of action of the stress S_1 (Figure 4).

The slip tendency (μ) of a certain structural element (segment) of a fault can be calculated as the ratio of shear (tangential) stresses to effective stresses:

$$\mu = \frac{\tau_n}{\sigma_n}.$$

In this case, the most hydraulically active segments of fault structures have $\mu \approx 0.6$ [Fuchs and Müller, 2001; Jaeger and Cook, 1979].

We used these approaches to reconstruct the framework of faults based on structural and geomorphological features, determine the parameters of RSS, establish the kinematics of the main identified fault zones, identify the most hydraulically active fault segments, and reconstruct the stages of structure formation.

In this case, without reliable information on the values of stresses and fluid pressure, and also taking into account the fact that a significant difference between the values of S_1 and S_3 is required for the formation of a strike-slip fault at $S_1 > S_3$ [Zobak, 2010], we adopted the conditional values of $S_1 = 70$ MPa and $S_3 = 20$ MPa. In this case, the values of shear stresses at the adopted values of the angle φ reach 25 MPa, which corresponds to the average values of shear stresses for modern settings of intraplate orogenesis, subduction regions and boundaries of lithospheric plates [Rebetsky et al., 2009]. In addition, with such values of S_1 and S_3 for our sample of objects, the values $\mu \leq 0.67$, which simplifies further classification. Considering that the difference between the values of S_1 and S_3 affects the value of μ , we assumed that segments with μ values from 0.45 to 0.67 were hydraulically active. Fluid pressure was ignored in our model as a variable that does not have a significant effect on the final result. According to Yu. L. Rebetsky, fluid pressure is 0.6–0.8 of the lithostatic pressure for modern areas of intraplate orogenesis [Rebetsky, 2008].

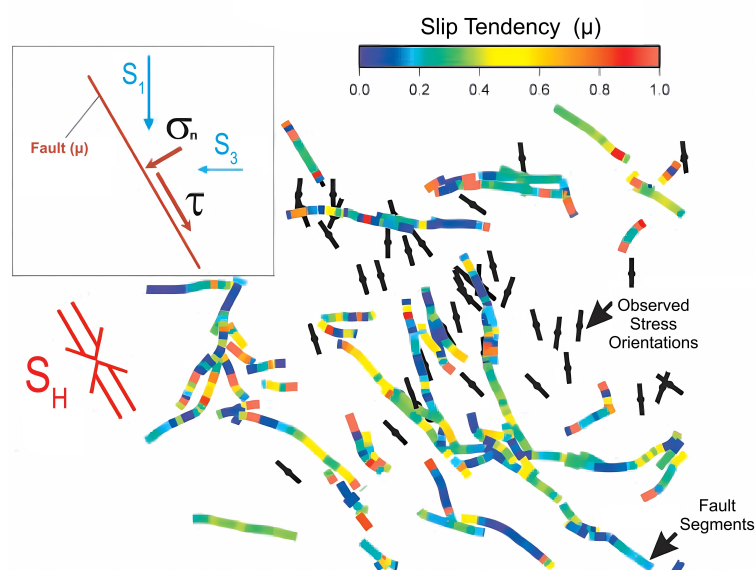


Figure 4. General scheme for determining the slip tendency (μ) based on a combination of orientations of regional anisotropic stresses (black symbols – orientation of the maximum compression axis) with orientations of segments of fault structures with calculation of the ratio of shear (τ) to normal stress (σ_n) for fault segments: S_1 – orientation of the axis of maximum compression, S_2 – axis of minimum compression, S_H – regional orientation of the axis of maximum compression. Segments demonstrating the highest degree of hydraulic activity are indicated in yellow and orange [Fuchs and Müller, 2001].

Additional numerical modeling was performed based on the assessment of the acting stresses according to the normalized Mohr diagram [Rebetskiy et al., 2022] taking into account the pore pressure and adjusting the depth of the estimated stress state. As a result of restoring the values of the principal acting stresses, a new ratio was obtained $S_1 = 33$ MPa and $S_3 = 3$ MPa (in comparison with $S_1 = 70$ MPa and $S_3 = 20$ MPa adopted in the article). An additional iteration of modeling showed that:

1. The ratio of the principal acting stresses changed towards a more pronounced stress deviator, which led to an increase in the absolute values of the degree of hydraulic activity of the faults. Nevertheless, the qualitative interpretation based on a relative comparison of the tendency to shift μ (degree of hydraulic activity) has not changed; the same lineaments are distinguished as in the original model.
2. The result of variational modeling with different orientations of the principal axis of compressive stresses showed that its geometry, together with the elements of the occurrence of tectonic faults, determines the degree of hydraulic activity of faults, but not the absolute values of stresses.

Results

As already mentioned, lineaments were automatically identified for the study area based on the DEM (Figure 5)

The approach used, given the high spatial resolution of the DEM, made it possible to identify many short lineaments (6820) in the area.

Considering that the modern morphological appearance of the faults of the Verkhoyansk-Kolyma orogen was acquired in the Mesozoic [Gusev, 1979], in order to supplement the framework of faults from the state geological maps (see Figure 2), it was decided to manually identify extended lineaments (while ignoring relatively small ones) based on the DEM (Figure 6). Such lineaments can mark long-lived fault zones. For further operations, the lineaments identified manually are divided into straight segments. A total of 3209 such segments were identified. It can be noted that when selecting both in automatic and

manual mode, the overwhelming majority of lineaments are noted in the western part of the study area, which is associated with the more dissected relief of the Verkhoyan Range, which occupies this area.

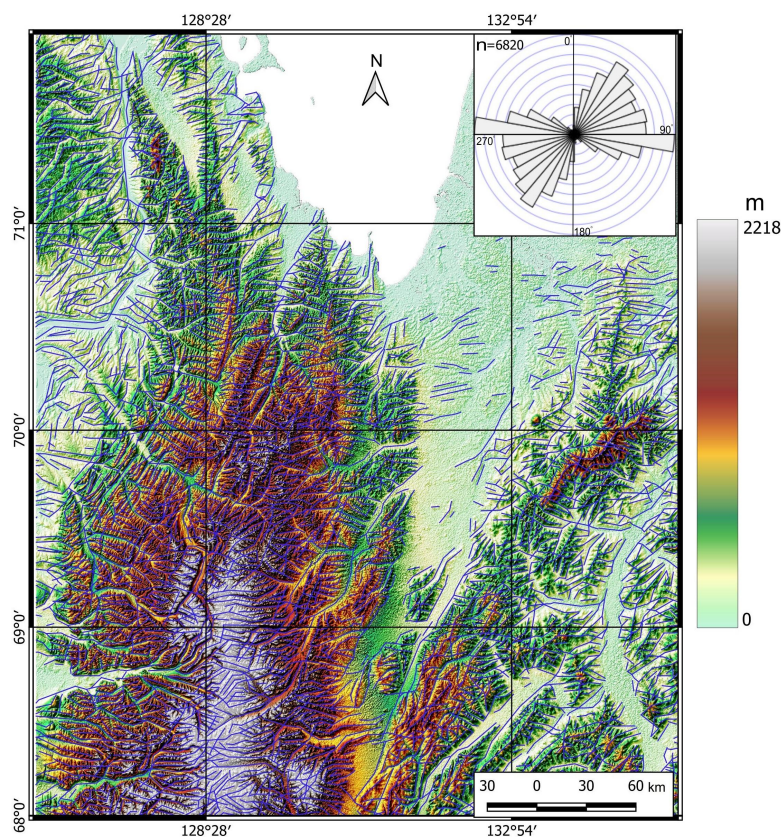


Figure 5. A digital elevation model visualized in GIS with a spatial resolution of 1 km/pixel) with lineaments (blue lines) created by a neural network and rose diagrams of their orientations. The color scale reflects the elevation marks of the relief. n – the number of lineaments.

In accordance with the methodology proposed by D. V. Sivkov and co-authors [Sivkov *et al.*, 2020], diagrams of relative specific densities of lineaments were constructed for orientation intervals with identified trends (Figure 7).

All the diagrams show local maxima of the relative specific density of lineaments, which line up in linear “chains” and form some trends. Such trends formed from a set of closely spaced coplanar lineaments. Accordingly, the maxima of the relative specific density lining up, coinciding in azimuth with the lineaments of certain orientations, will mark large linear geological objects, most likely, zones of extended faults.

On the generalized rose diagram of lineament trends (see Figure 7I), the north-eastern striking system is clearly distinguished. In Figures 5 and 6, this system is not so clearly manifested. This can be explained by the fact that the lineaments mostly mark smaller feather structures.

The authors of the article attempted to reconstruct the parameters of the RSS based on the model of Hancock [1985] for the main faults of the eastern part of the study area – Emissky, Yansky and Adycha-Tarynsky (see Figure 2). No reconstructions were made for the East Omoloy strike-slip fault because the thick cover of Paleogene-Neogene sediments did not allow for identifying a sufficient number of lineaments in its conditional zone of influence. The reconstruction was based on small lineaments identified automatically. In this case, lineaments identified manually were not used because there were not enough of them within the conditional zones of influence of the faults under study.

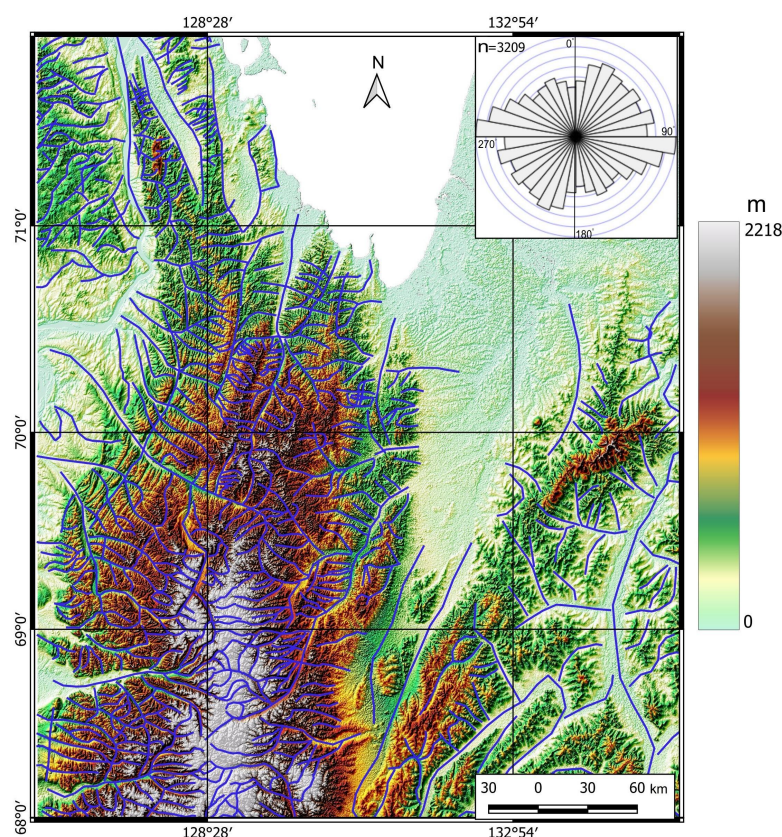


Figure 6. A digital elevation model visualized in GIS with a spatial resolution of 1 km/pixel with manually selected extended lineaments (blue lines) and a rose diagram of their orientations. The color scale reflects the elevation marks of the relief. n – the number of lineaments.

For each of the faults, an individual damage zone of the same name was determined. The damage zones consist of a conventional line (“trend”) of the fault under study and the elements of fault tectonics, which can be represented by faults (mega-cracks) of higher orders or lineaments. For the purpose of correct reconstruction, the latter are divided into rectilinear segments. The width (conventional “zone of influence”) of the damage zones was determined experimentally, since the traditional concept of a “zone of dynamic influence of a fault” does not quite fit the studied structures of a supraregional scale. For each damage zone, depending on the scale of development of the main structure, the RSS was reconstructed within “zones of influence” of different sizes – from 10 to 100 km. It was established that for both damage zones, the orientations of the principal stresses of the RSS were preserved at a width of the “zone of influence” from 10 km to several tens of kilometers. A change in the orientations of stress axes clearly occurred in the case of mutual overlapping of “zones of influence” of different structures. The boundaries of such a transition were fixed and served in our models as limiters of damage zones in width.

The results of the reconstruction of the parameters of the RSS (Figure 8) show that in all cases in the eastern part of the studied territory the axis of regional compression had an east-northeast orientation ($\approx 65^\circ$), which may indicate uniform conditions for the formation of the faults under consideration and, in general, corresponds to the hypothesis of the connection of their formation in connection with orogenic processes and accretion-collision events of the formation of the South Anyui suture and the New Siberian-Chukotka orogenic belt.

In the western part of the study area, only a few gold ore occurrences are localized (see Figure 2). The main Central Verkhoyansky fault and the Priverkhoyansky marginal suture are located within its boundaries. Both structures extend along the entire western region.

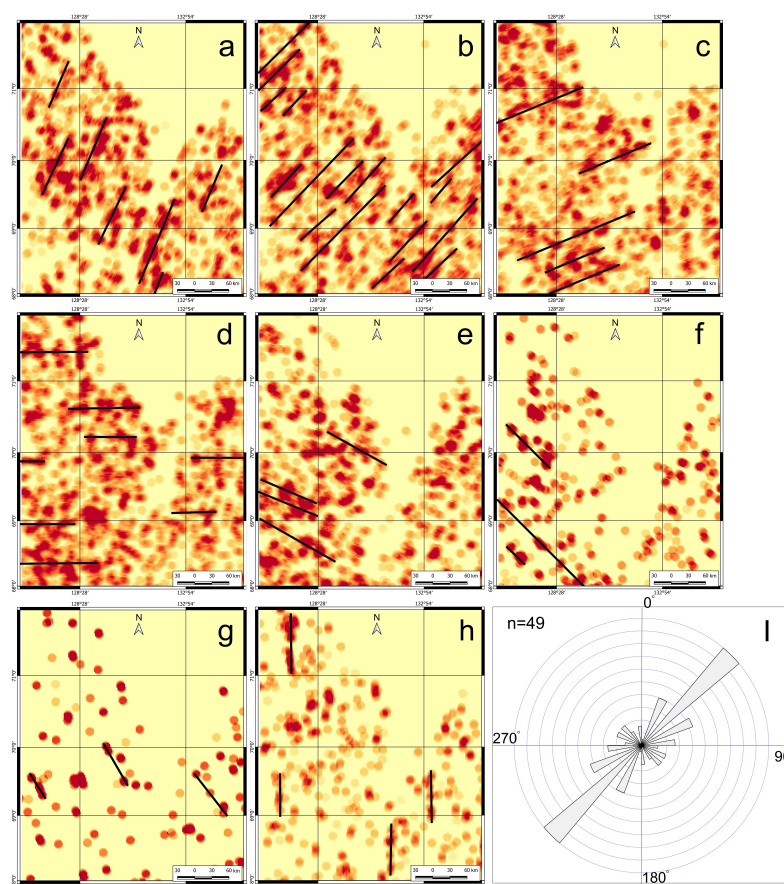


Figure 7. (a)–(h) – schemes of relative specific densities of lineaments by orientation intervals with identified trends (shown as bold black lines) according to the method [Sivkov et al., 2020]: (a) 11–34°; (b) 33.5–56.5°; (c) 56–79°; (g) 78.5–101.5°; (d) 101–124°; (f) 123.5–146.5°; (g) 146–169°; (h) 168.5–11.5°. The color shows the relative specific density of lineaments from 0% (yellow) to 100% (dark red); and (i) generalized rose diagram of the orientation of lineament trends. n – the number of objects used to construct the rose diagram.

No reconstruction of the RSS parameters was carried out for the Priverkhoyansky marginal suture, since it is a boundary zone between the Siberian craton and the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region and is partially overlapped by a thick cover of Cretaceous sediments. For the Central Verkhoyansky fault, the RSS parameters were reconstructed based on the lineaments identified by automatic and manual methods (Figure 9). As a result, it was revealed that the axis of regional compression during the fault formation was oriented similarly to the eastern part ($\approx 65^\circ$).

Thus, it can be assumed that the regional orientations of the principal RSS axes have been reconstructed for the northwestern part of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region.

Based on the results of reconstructing the orientation of the principal regional compression and extension axes, calculating the slip tendency coefficient (μ), it is possible to visualize segments of established and inferred (lineaments) fault structures, with varying degrees of susceptibility to transtension. The calculations were carried out for faults reflected on the State Geological Map and lineament density trends identified using the methodology [Hancock, 1985] as co-scale objects (Figure 10).

Due to the uniform parameters of the reconstructed RSS, calculations of the slip tendency coefficient (μ) were carried out jointly for the entire study area.

As a result, the segments of the structures under consideration are classified from impermeable to highly permeable and presented in a combined diagram (see Figure 10a). For clarity, a diagram of the influence zones of fault segments and segments of permeable

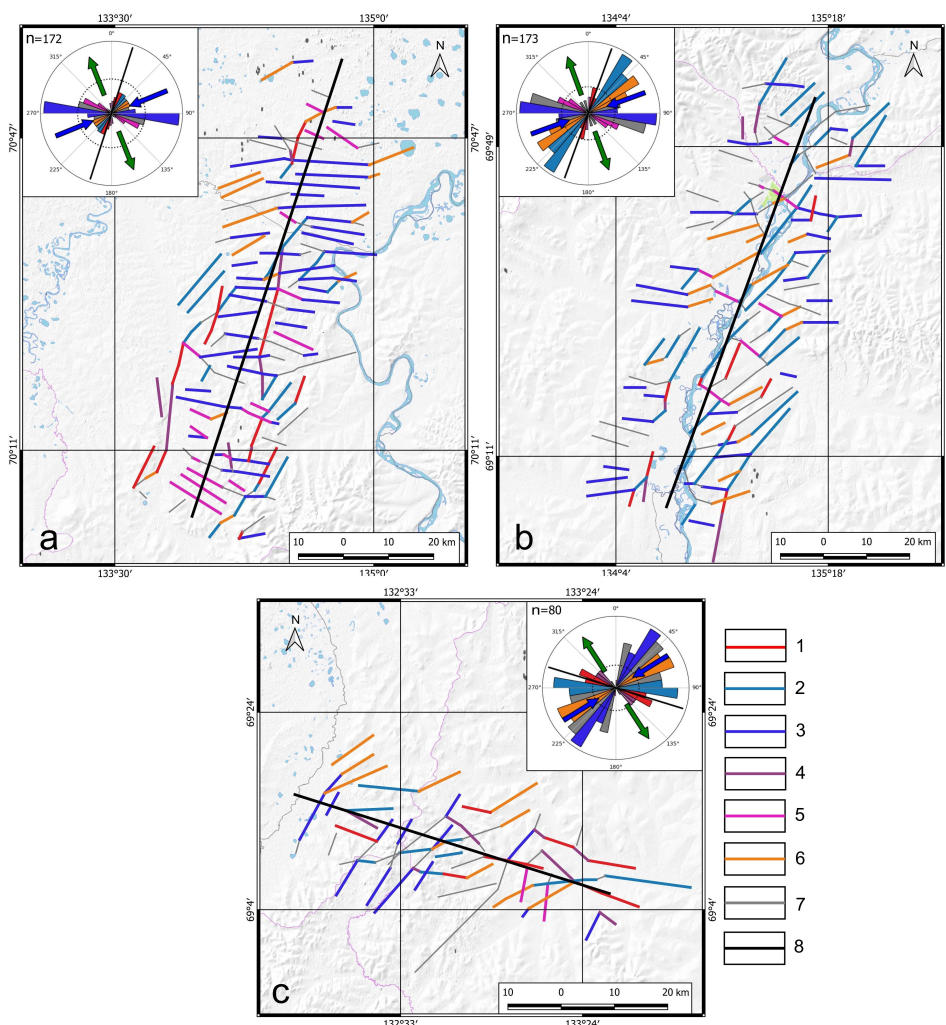


Figure 8. Reconstruction of the parameters of the regional stress state for the Emisskaya (a); Yanskaya (b) and Adycha-Tarynskaya (c) damage zones according to the model of P. L. Hancock based on lineaments identified automatically. 1 – Y-cracks; 2 – R-cracks; 3 – R'-cracks; 4 – P-cracks; 5 – X-cracks; 6 – T-cracks; 7 – not determined; 8 – fault “trend” (shear line). Blue arrows – orientation of the axis of maximum compression; green arrows – orientation of the axis of maximum extension. n – number of objects used to construct the rose diagram.

and high permeability lineament density trends is constructed (see Figure 10b). In this case, the width of the damage zone for all structures is conventionally accepted as 10 km.

From the figures provided, it is clear that, with the exception of several ore occurrences located in lowlands where it is impossible to identify reliable lineaments, all gold ore objects of hydrothermal genesis are located in the conventional zones of influence of permeable and high permeability structures in the Aptian-Albian period, which confirms our calculations.

Conclusions

The following conclusions can be drawn from the results of the study:

1. A comprehensive structural-lineament analysis was carried out for the territory of the northwestern part of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region based on various data, scientific and methodological author's approaches to identifying lineaments using a digital elevation model, including its multidirectional filtering, and the use of geoinformation technologies.
2. Based on the P. L. Hancock model of secondary structures development in the shear zone and the identified faults, the parameters (orientations of the principal stress axes) of the regional stress state, as well as the kinematics of the main faults for the study area for the supposed period of ore formation, were reconstructed. The

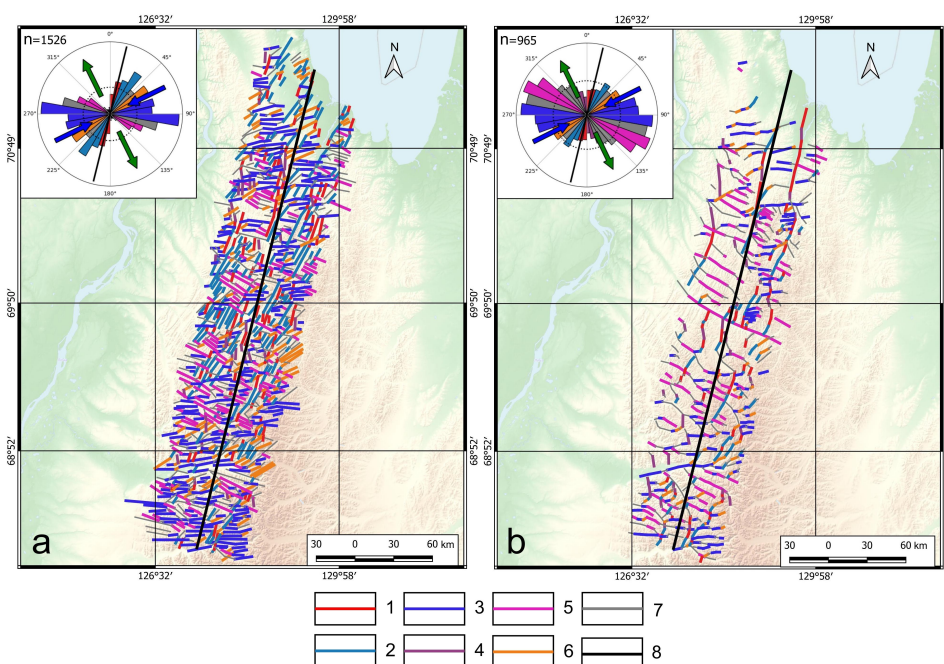


Figure 9. Reconstruction of the parameters of the regional stress state for the Central Verkhoyanskaya damage zone according to the model of P. L. Hancock based on lineaments identified by automatic (a) and manual (b) methods. 1 – Y-cracks; 2 – R-cracks; 3 – R'-cracks; 4 – P-cracks; 5 – X-cracks; 6 – T-cracks; 7 – not determined; 8 – fault “trend” (shear line). Blue arrows – orientation of the axis of maximum compression; green arrows – orientation of the axis of maximum tension. n – number of objects used to construct the rose diagram.

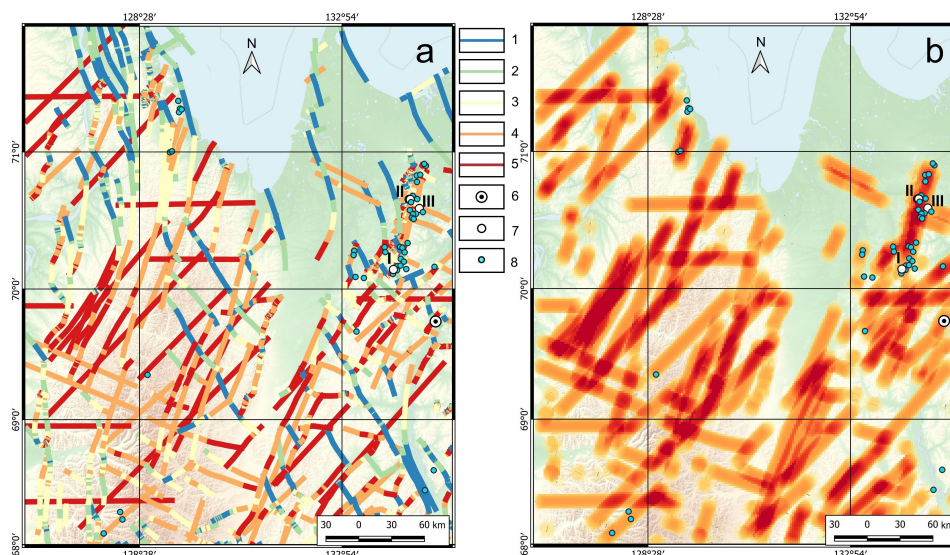


Figure 10. Results of reconstruction of hydraulic activity of segments of tectonic elements: (a) – classified segments of the entire fault network from the State Geological Map and lineament density trends; (b) – diagram of influence zones (orange lines) of fault segments and segments of lineament density trends of permeable and high permeability. Areas of overlapping influence zones of several faults are colored red. 1 – impermeable segments; 2 – low permeability segments; 3 – segments of medium permeability; 4 – permeable segments; 5 – segments of high permeability, 6 – Kyuchus large gold deposit; 7 – small hydrothermal gold deposits (I – Mastakh; II – Emis and Yemelyanovskoye; III – Kyllakh); 8 – hydrothermal gold ore occurrences.

results of the paleoreconstructions correspond to specific tectonic events previously identified by other researchers [Prokopiev et al., 2018].

3. Calculation of the slip tendency (transtension) coefficient taking into account the established orientation of the principal axes of the regional stress state allowed us to identify the most hydraulically active segments of fault structures that correspond to north-northeast, northeast, sublatitudinal and west-northwest orientations.
4. From the point of view of predicting the location of gold ore deposits, further detailed work should be focused on studying the zones of influence of hydraulically active faults. These supraregional and regional structures could act as fluid pathways in the process of hydrothermal ore formation.

Acknowledgments. The research was carried out in the youth laboratory of the IGEM RAS “Laboratory of Predictive Metallogenic Research” within the framework of the state task “Application of modern methods for assessing, searching and predicting deposits of solid minerals, including strategic ones, in the Arctic zone of the Russian Federation in order to expand the mineral resource base and planning for the development of transport and communication networks”.

References

- Antonov A. E. and Gamyranin G. N. Deposits of strategic metals of the Arctic region // Gold and technology. — 2021. — 1 (51). — URL: https://zolteh.ru/regions/sverkhkrupnye_mestorozhdeniya_zolota_rossii_i_uzbekistana_perspektivy_novykh_otkryti/; (in Russian).
- Borisova T. P., Gertseva M. V. and Egorov A. Yu. State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Verkhoyansk-Kolyma Series. R-52 (Tiksi). — St. Petersburg, 2016. — (In Russian).
- Borisova T. P., Gertseva M. V. and Egorov A. Yu. State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Verkhoyansk-Kolyma Series. R-53 (Nizhneyansk). — St. Petersburg, 2020. — (In Russian).
- Cherezov A. M., Shirokih I. N. and Vaskov A. S. Structure and zoning of hydrothermal deposits in fault zones. — Novosibirsk : Nauka. Siberian Publishing Company, 1992. — P. 104. — (In Russian).
- Enoh M. A., Okeke F. I. and Okeke U. C. Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Ugwueme, South-Eastern Nigeria // Geod. Cartogr. — 2021. — Vol. 47. — P. 34–44. — <https://doi.org/10.3846/GAC.2021.12099>.
- Fuchs K. and Müller B. World Stress Map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications // Naturwissenschaften. — 2001. — Vol. 88, no. 9. — P. 357–371. — <https://doi.org/10.1007/s001140100253>.
- Grishkov G. A., Nafigin I. O., Ustinov S. A., et al. Developing a Technique for Automatic Lineament Identification Based on the Neural Network Approach // Izv. Atmos. Ocean. Phys. — 2023. — Vol. 59. — P. 1271–1280. — <https://doi.org/10.1134/S0001433823120101>.
- Gusev G. S. Folded structures and faults of the Verkhoyansk-Kolyma system of Mesozooids. — Nauka, 1979. — P. 208. — (In Russian).
- Gzovsky M. V. Fundamentals of Tectonophysics. — Moscow : Nauka, 1975. — P. 536. — (In Russian).
- Hancock P. L. Brittle microtectonics: principles and practice // Journal of Structural Geology. — 1985. — Vol. 7, no. 3/4. — P. 437–457. — [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3).
- Jaeger J. C. and Cook N. G. W. Fundamentals of Rock Mechanics. Third edition. — Chapman, Hall, 1979. — 593 p.
- Konstantinovskiy A. A. Structure and geodynamics of the Verkhoyansk Fold-Thrust Belt // Geotectonics. — 2007. — Vol. 41, no. 5. — P. 337–354. — <https://doi.org/10.1134/s0016852107050019>.
- Kungurtsev L. V. and Goshko E. Y. Deep Structure and Formation Model of Continental Crust of the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt in the Late Mesozoic // Geodynamics & Tectonophysics. — 2023. — Vol. 14, no. 3. — P. 0706. — <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0706>. — (In Russian).
- Minaev V. A., Ustinov S. A., Petrov V. A., et al. Regional Remote Sensing Analysis of Fault Tectonics of the Kola Peninsula and Its Role in Ore Formation // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Vol. 24. — ES3010. — <https://doi.org/10.2205/2024es000918>. — (In Russian).
- Papilinski A. Directional filtering in edge detection // IEEE Trans. Image Processing. — 1998. — Vol. 7. — P. 611–615.
- Petrov V. A., Sim L. A., Nasimov R. M., et al. Fault tectonics, neotectonic stresses, and hidden uranium mineralization in the area adjacent to the Strel'tsovka Caldera // Geology of Ore Deposits. — 2010. — Vol. 52, no. 4. — P. 279–288. — <https://doi.org/10.1134/S1075701510040033>.

- Prokopyev A. V., Borisenko A. S., Gamyagin G. N., et al. Age constraints and tectonic settings of metallogenic and magmatic events in the Verkhoyansk-Kolyma folded area // *Russian Geology and Geophysics*. — 2018. — Vol. 59, no. 10. — P. 1237–1253. — <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.004>.
- Rebetskiy Yu. L., Sim L. A. and Marinin A. V. Algorithm for calculating neotectonic stresses in platform areas by the structural-geomorphological method // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2022. — Vol. 13, no. 1. — <https://doi.org/10.5800/gt-2022-13-1-0577>. — (In Russian).
- Rebetskiy Yu. L. Mechanism of tectonic stress generation in the zones of high vertical movements // *Fizicheskaya Mezomekhanika*. — 2008. — Vol. 11, no. 1. — P. 66–73. — EDN: [IJRQTF](#) ; (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., Kuchai O. A. and Sycheva N. A. Method of cataclastic analysis of faults and results of calculations of the modern stress state in the crust near plate boundaries and for intraplate mountain-folded orogens // *Tectonophysics and current issues of Earth sciences. On the 40th anniversary of the establishment of the tectonophysics laboratory at the IPE RAS by M.V. Gzovsky: Proceedings of the All-Russian Conference (October 13-17, 2008). Volume 1*. — Moscow : IPE RAS, 2009. — P. 340–366. — EDN: [XXCINF](#) ; (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., Sim L. A. and Marinin A. V. From slickensides to tectonic stresses. Methods and algorithms. — Moscow : GEOS, 2017. — 235 p. — EDN: [YPNZQR](#) ; (in Russian).
- Seminsky K. Zh. Internal structure of continental fault zones: tectonophysical aspect. — Novosibirsk : Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2003. — 243 p. — EDN: [WPMWBH](#) ; (in Russian).
- Sivkov D. V., Chitalin A. F. and Dergachev A. L. Using Lineament Analysis to Identify Patterns in the Localization of Au Mineralization in the Taryn Gold Field in the Republic of Sakha (Yakutia) // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2020. — Vol. 56, no. 12. — P. 1546–1559. — <https://doi.org/10.1134/s0001433820120543>. — (In Russian).
- Suzen M. L. and Toprak V. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: An application to a fault zone in Central Turkey // *International Journal of Remote Sensing*. — 1998. — Vol. 19, no. 6. — P. 1101–1114. — <https://doi.org/10.1080/014311698215621>.
- Ustinov S. A., Chepchugov A. M., Tomarovskaya M. A., et al. Structural-Tectonophysical Approach to Interpretation of Lineament Analysis Results for Prediction of Ore-Forming Mineral Systems on the Example of the Tuyukansky Ore Cluster Area // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. — 2024. — No. 5. — P. 35–57. — <https://doi.org/10.31857/S0205961424050037>. — (In Russian).
- Ustinov S. A. and Petrov V. A. Use of Detailed Digital Relief Models for the Structural and Lineament Analysis (on Example of the Urtuysky Granite Massif, SE Transbaikalia) // *Geoinformatica*. — 2016. — No. 2. — P. 51–60. — (In Russian).
- Volkov A. V. Golden Heart of Siberia // *Gold and Technology*. — 2016. — 2 (32). — P. 42–48. — (In Russian).
- Zobak M. D. Reservoir Geomechanics. 1st edition. — Cambridge University Press, 2010. — 461 p.

JURASSIC AND CRETACEOUS GLENDONITES OF THE NOVOYAKIMOVSKAYA-1 BOREHOLE (WESTERN TAIMYR): AGE, MORPHOLOGY, DEPOSITIONAL SETTINGS AND ALTERATIONS OF MINERAL COMPOSITION

M. A. Rogov ^{*,1,2}, K. Y. Vasileva ^{1,3}, K. Y. Olenova ², V. A. Zakharov ¹, A. P. Ippolitov ^{1,4},
O. A. Lutikov ^{1,2}, I. V. Panchenko ^{1,5}, D. N. Kiselev ^{2,6}

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

²Aprelevka branch of the All-Russian Research Geological Oil Institute (VNIGNI), Aprelevka, Russia

³Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

⁴Victoria University of Wellington – Te Herenga Waka, Wellington, New Zealand

⁵CJSC Modeling and Monitoring of Geological Objects (MiMGO), Moscow, Russia

⁶Yaroslavl State Pedagogical University named after K. D. Ushinsky, Yaroslavl, Russia

* **Correspondence to:** Mikhail Rogov, rogov@ginras.ru

According to biostratigraphic data, Bathonian and Callovian (Malyshevka and Tochinskoe Formations), Oxfordian (Sigovoe Formation), Volgian and Ryazanian (Yanov Stan Formation), Valanginian and Hauterivian (Sukhaya Dudinka Formation) stages were recognized in the core of Novoyakimovskaya-1 well. Characteristic species of mollusks from the Bathonian–Hauterivian are figured. For the first time, members previously established in the Bazhenovo Formation and the Lower Tutleim Subformation were traced into the Yanov Stan Formation. All studied formations except for Malyshevka Formation contain glendonites. Glendonites are pseudomorphs after cold-water mineral ikaite and can be used as indicators of cold water paleoenvironments. The size of glendonites varies from a few to 9–10 cm. Glendonites are morphologically diverse, however, no patterns in the distribution of glendonites of different shapes across the section are noted. Glendonites are abundant in the lower part of the section (Bathonian and Callovian stages), but their number decreases up the section. The stratigraphic distribution of glendonites is compared with the stages of climate cooling in the Arctic region. All studied glendonites are composed of two types of calcite; this feature is stable for glendonites of different ages and can be used for microscopic identification of glendonites.

Keywords: glendonite, climate fluctuations, sedimentary environment, Jurassic, Cretaceous, West Siberia, Yenisey-Khatanga regional depression.

Citation: Rogov M. A., Vasileva K. Y., Olenova K. Y., Ippolitov A. P., Lutikov O. A., Panchenko I. V., Kiselev D. N. (2025), Jurassic and Cretaceous Glendonites of the Novoyakimovskaya-1 Borehole (Western Taimyr): Age, Morphology, Depositional Settings and Alterations of Mineral Composition, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4011, EDN: ypqowp, <https://doi.org/10.2205/2025ES001040>

RESEARCH ARTICLE

Received: 2025-06-02

Accepted: 2025-07-13

Published: 2025-09-30



Copyright: © 2025. The Authors.
This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>).

Introduction

Glendonites are pseudomorphs after metastable mineral ikaite (cold-water calcium hexahydrocarbonate, $\text{CaCO}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$). They are widely distributed in the Jurassic and Cretaceous sediments within the Yenisey-Khatanga regional depression and were mentioned as either “star-like calcite concretions”, “concretions of brown calcite” or “antraconite” in publications and unpublished reports since the early 1960s, when drilling of numerous deep wells began here [Baybarodskikh et al., 1968]. However, these pseudomorphs have not yet been studied in the region, and information about their occurrences is mainly limited to stratigraphic distribution, while data on location, morphology, and composition of the host sediments are not available.

The parametric well Novoyakimovskaya-1 was drilled in 2020 in the western part of the Yenisey-Khatanga regional depression (coordinates 71.75347°N, 90.90119°E, [Figure 1](#)), reaching a depth of 5020 m and penetrating a thick succession of Middle Jurassic–Lower Cretaceous deposits (Bajocian–Bathonian to Hauterivian), represented within the core. Since stratigraphic subdivision, as well as age and position of formation boundaries differ significantly in publications [see [Rogov et al., 2024](#); [Skvortsov et al., 2025](#)], data on glendonite distribution in this study was complemented with information on lithological composition, finds of characteristic mollusk taxa allowing for precise dating of the studied deposits, and also confirming the identification of formations.

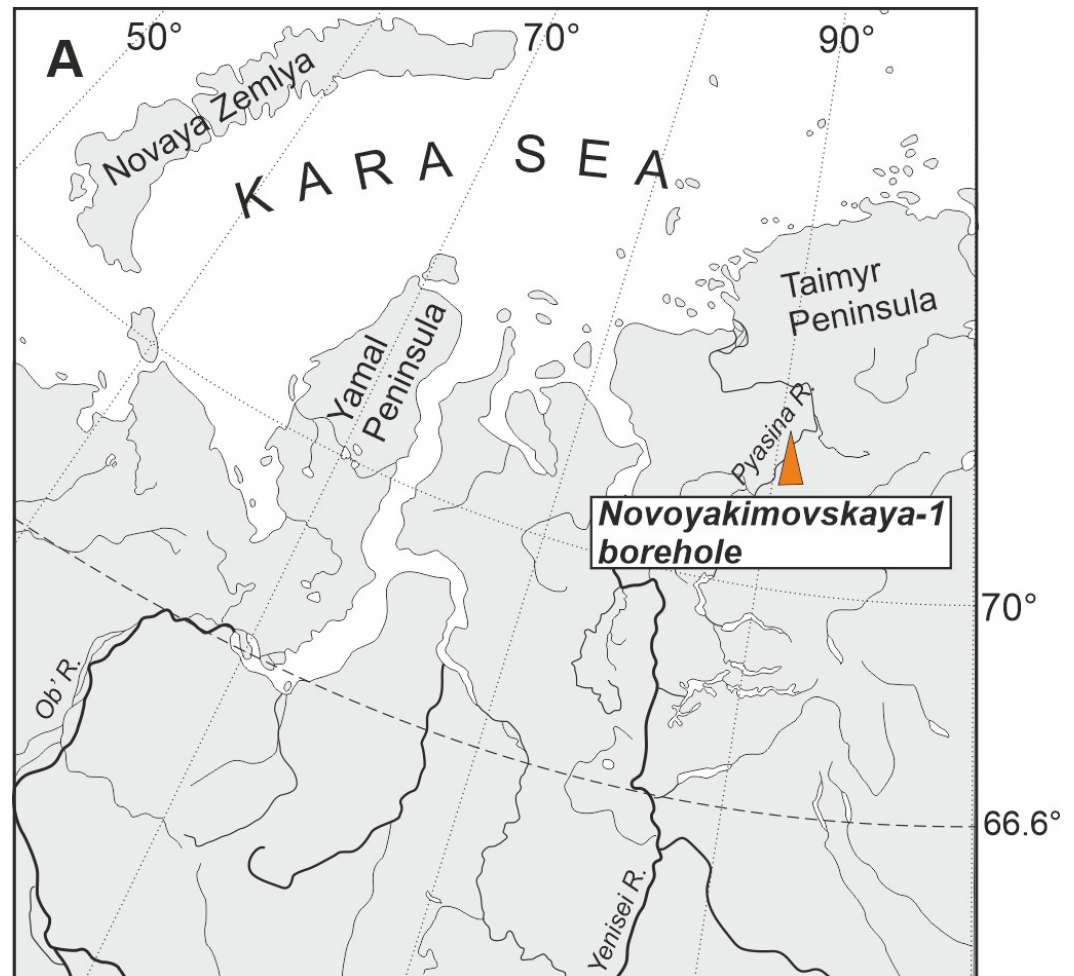


Figure 1. Map showing the studied borehole.

The section of the Novoyakimovskaya-1 well is unusually rich in glendonites, which are associated with deposits of different ages. The glendonites have different morphologies, belonging to three main morphotypes known from the Phanerozoic [see [Rogov et al., 2023](#)], and are found in different facies. These features make this well unique, and the study of glendonite finds from the core of this well is promising for clarifying the factors that control the distribution of these pseudomorphs, which have not yet been completely understood.

During the Middle Jurassic–Early Cretaceous, the studied area was located on the periphery of the West Siberian sea and was adjacent to land; throughout the Late Jurassic, coastal-marine sedimentation settings dominated here [[Kontorovich et al., 2013](#)]. In the end of the Middle Jurassic and in the beginning of the Late Jurassic (when Tochinskoe and Sigovoe formations, containing most abundant glendonites, accumulated), the sedimentation depths were probably 25–50 m or less [[Kontorovich et al., 2013](#)]. The extensive Late Jurassic transgression had almost no effect on the depositional environments in the marginal area of the basin, and the Yanov Stan Formation apparently also accumulated

in the shallow part of the sea, with depths comparable to those which existed at the end of the Middle Jurassic [Kontorovich *et al.*, 2013]. The mentioned paleoclimatic reconstructions show that after a significant and prolonged cooling in the Middle Jurassic, a gradual warming of the climate occurred throughout the Late Jurassic, with the peak of warming during the Volgian, while the Ryazanian was probably cooler. This is consistent with the presence of glendonites in the Ryazanian stage of Western Siberia [Vasileva *et al.*, 2025]. Shallow marine depositional environments dominated during Berriasian, Valanginian and Hauterivian stages. Due to ongoing regression, by the beginning of Barremian continental environments established in the study area [Kontorovich *et al.*, 2014].

Materials and Methods

The material for the research included descriptions of cores, photographs, macroscopic descriptions of glendonites, extracted specimens of fossils, as well as selected samples of glendonites. Glendonites from different stratigraphic levels were photographed, and the size, orientation and morphology of the encountered glendonites were noted during core description. Mollusks, which were used to determine the age of the deposits, are present in all the formations, but are most numerous in the Yanov Stan Formation [Rogov *et al.*, 2024]. The selected mollusk specimens (stored in the Aprelevka branch of the All-Russian Research Geological Oil Institute, VNIGNI) were photographed after coating with ammonium chloride. Transparent polished sections of glendonites were made from the samples on epoxy resin; petrographic and cathodoluminescence studies were carried out on an Olympus BX-53 microscope with an attachment for “cold” cathodoluminescence (CITL) Mk5, Cambridge Image Technology Ltd. (Department of the Regional Geology, St. Petersburg State University). Scanning electron microscopy and microprobe analysis were carried out on a Hitachi S-3400N microscope with analytical attachments, at the Centre for Geo-Environmental Research and Modelling (GEOMODEL) (for samples NYa-9 and NYa-11). Glendonite studies using methods including visual description in core, examination of samples under a stereomicroscope, and stained petrographic sections under an optical microscope were also carried out at the Aprelevka branch of the All-Russian Research Geological Oil Institute (VNIGNI), and some of the results of these studies were previously published [Olenova *et al.*, 2023].

Results

Lithostratigraphy, Biostratigraphy and Glendonite Distribution

During the study of the core of the Novoyakimovskaya-1 well, several options of subdivision into formations were proposed by different specialists based on the logging data and the results of the core study. The subdivision used in this work is based on a comprehensive interpretation of the lithological structure of the intervals according to the core, as well as the obtained biostratigraphic data.

Upper Bajocian–Lower (? Middle) Bathonian (Malyshevka Formation, Depth ~ 4955–5020 m)

The Malyshevka Formation comprises the lowermost part of the section and is composed of sandstones with subordinate siltstone beds (Figure 1). The boundary between the Malyshevka and Tochinskoe Formations is drawn by the disappearance of massive sandstone layers. Macrofossils in the Malyshevka Formations are rare, and it was possible to identify a single belemnite from the depth 4988.16 m. Despite poor preservation, it is tentatively identified as *Paramegateuthis* sp. (mid-Bajocian to Lower Bathonian in Siberia, Figure 3.1) due to laterally compressed alveolus combined with wide alveolar angle (26°) characteristic for the members of this genus. Glendonites are not recorded, although their presence in the Malyshevka Formation was noted for neighboring areas [Baybarodskikh *et al.*, 1968].

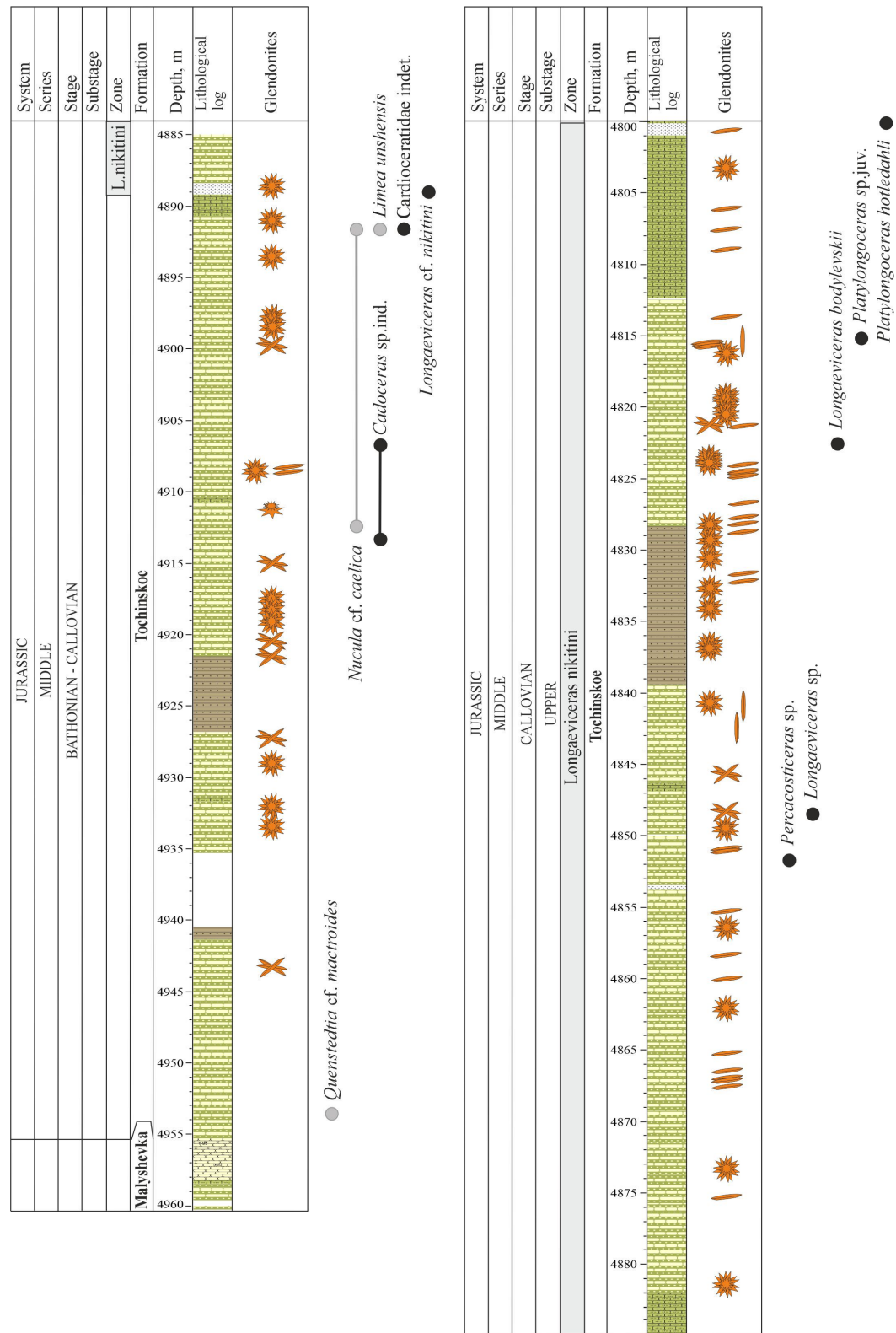


Figure 2. Biostratigraphy and glendonite occurrences in the Middle Jurassic Tochinskoe Formation (for captions see Figure 4).

Upper Bathonian (?)–Upper Callovian (Tochinskoe Formation, Depth 4800–~4955 m)

The Tochinskoe Formation is composed of gray and dark gray siltstone (Figure 2). The glendonites are abundant as well as ammonites and bivalves (Figure 3.2–9). The ammonite occurrences allow the recognition of the upper part of the Lower–Middle Callovian *Cadoceras milashevici* Zone (depth 4888.97 m) and the Upper Callovian *Longaeviceras nikitini*

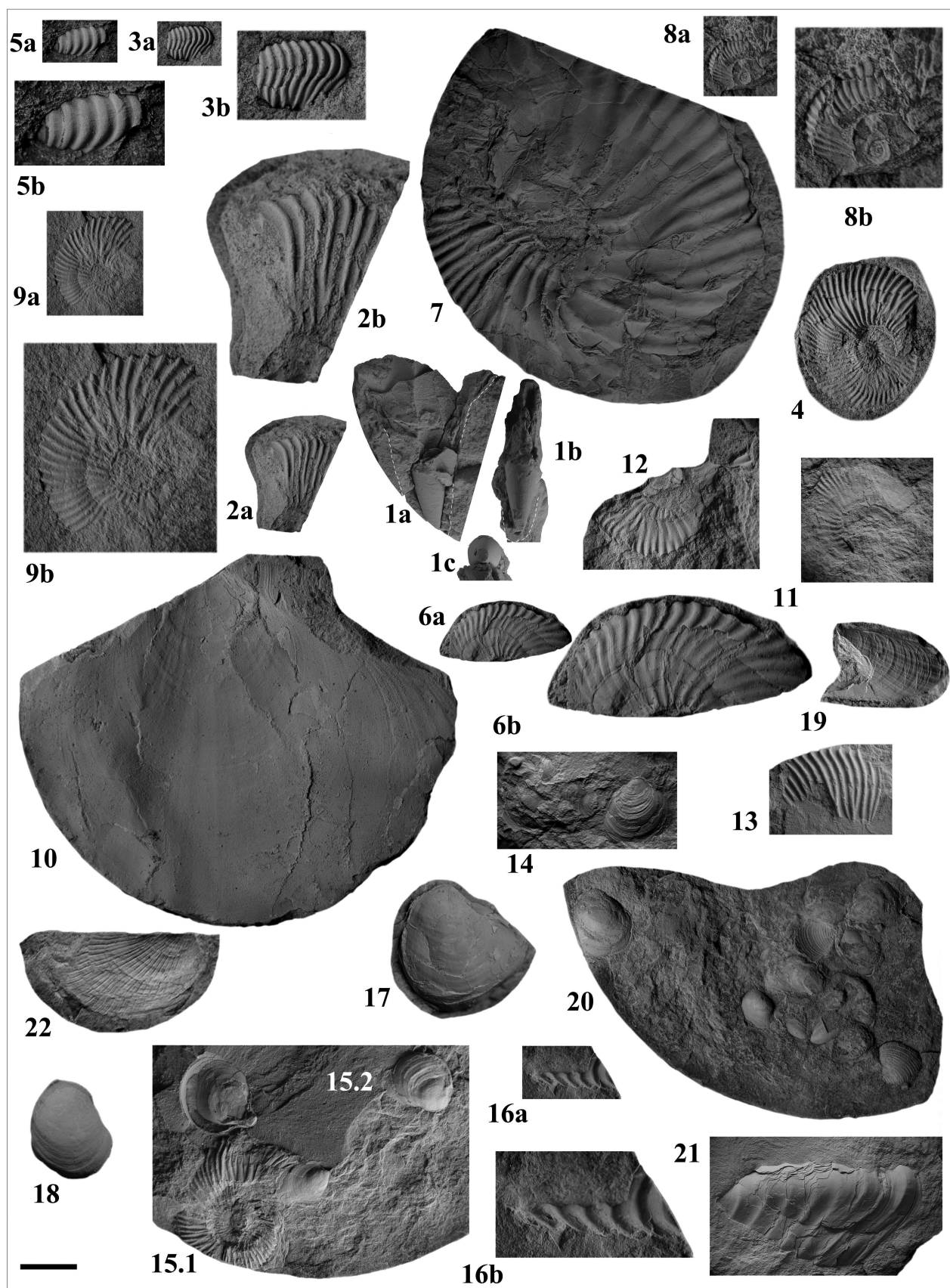


Figure 3. Bajocian–Hauterivian mollusks from Novoyakimovskaya-1 borehole. Scale bar is 1 cm except ammonite specimens marked with letter “b”, which are enlarged by two times (×2). All specimens were coated with ammonium chloride. 1 – *Paramegateuthis* sp., incomplete cast of alveolus surrounded by fragments of the rostrum; specimen 427/NYA-1, Malyshevka Fm, Upper Bajocian–Lower Bathonian, depth 4988.16 m (a – right side view; b – dorsal view; c – cross-section from posterior side; white dotted line denotes rostrum fragments, crushed anteriorly due to lateral compression); 2, 3 – *Cadoceras* sp. indet., Tochinskoe Fm., Upper Bathonian–Lower Callovian, 2 – specimen 423/NYA-1, depth 4913.33 m; 3 – specimen 419/NYA-1, depth 4906.8 m; 4 – *Pseudocadoceras* ex gr. *nanseni* (Pompeckj, 1899), specimen 416/NYA-1, Tochinskoe Fm., Upper Callovian, Nikitini Zone, depth 4888.97 m; 5 – *Percacosticeras* sp., specimen 412/NYA-1, Tochinskoe Fm., Upper Callovian, Nikitini Zone, depth 4851.85 m; 6 – *Longaeviceras* cf. *nikitini* (D. Sokolov, 1912), specimen 423/NYA-1, Tochinskoe Fm., Upper Callovian, Nikitini Zone, depth 4848.33 m; 7 – *Longaeviceras* cf. *bodylevskii* Meledina, 1977, specimen 406/NYA-1, Tochinskoe Fm., Upper Callovian, Nikitini Zone, depth 4822.4 m; 8 – *Platylongoceras* sp. juv., specimen 405/NYA-1, Tochinskoe Fm., Upper Callovian, Nikitini Zone, depth 4815.2 m; 9 – *Platylongoceras hotledahli* (Salfeld et Frebold, 1924), specimen 403/NYA-1, Tochinskoe Fm., Upper Callovian, Nikitini Zone, depth 4800.35 m; 10 – *Mclearnia* cf. *broenlundii* (Ravn, 1911), specimen 323/NYA-1, Sigovoe Fm., Oxfordian, depth 4471.24 m; 11 – *Amoeboceras* cf. *masoni* Pringle, 1936, specimen 324/NYA-1, Sigovoe Fm., Upper Oxfordian, Serratum Zone (?), depth 4469.31 m; 12 – *Amoeboceras ovale* (Quenstedt, 1845), specimen 326/NYA-1, Sigovoe Fm., Upper Oxfordian, Serratum Zone (?), depth 4467.95 m; 13, 15a – *Prohomolomites* cf. *petschorensis* (Bogoslowsky, 1902), Sukhaya Dudinka Fm., Valanginian/Hauterivian boundary beds, Bojarkensis Zone; 13 – specimen 26/NYA-1, depth 3155.95 m; 15 – specimen 29/NYA-1, depth 3141.15 m; 14, 15b, 18 – *Buchia sublaevis* (Keyserling, 1846), Sukhaya Dudinka Fm., Valanginian-Hauterivian boundary beds, 14 – specimen 27/NYA-1, depth 3148 m; 18 – specimen 44/NYA-1, depth 3115.05 m; 16, 21 – *Prohomolomites* sp. Sukhaya Dudinka Fm., Valanginian/Hauterivian boundary beds, Bojarkensis Zone; 16 – specimen 35/NYA-1, depth 3129.81 m; 21 – specimen 187/NVK-1, depth 3088.1 m; 17 – *Buchia crassicolis* (Keyserling, 1846), Sukhaya Dudinka Fm., Valanginian/Hauterivian boundary beds, specimen 37/NYA-1, depth 3126.87 m; 19 – *Solemya* cf. *woodwardiana* (Leckenby, 1859), Sukhaya Dudinka Fm., specimen 176/NVK-1, depth 3112.91 m; 20 – *Buchia* cf. *sublaevis* (Keyserling, 1846), *Thracia* cf. *lata* (Muenster, 1839), Sukhaya Dudinka Fm., specimen 178/NVK-1, depth 3111.59 m; 22 – *Meleagrinea* ex gr. *subovalis* (Zakharov, 1966), Sukhaya Dudinka Fm., Lower Hauterivian (?), specimen 198/NVK-1, depth 3078.8 m.

Zone (depth 4850–4885 m), underlain by the interval with Upper Bathonian (?)–Lower Callovian cadoceratins. Both zones have wide spatial distribution in the Arctic and adjacent regions and form part of the Callovian scale included in the latest version of the Boreal Standard zonation [Kiselev, 2022]. The Milashevici Zone of the Arctic corresponds to the uppermost Lower Callovian (Enodatum Subzone) and the lower part of the Middle Callovian (*Kosmoceras jason* Zone) of the Subboreal sequence. In the studied section, the presence of only the Middle Callovian part of the zone is paleontologically justified by the finding of *Pseudocadoceras* ex gr. *nanseni* (Pompeckj). This species is a characteristic taxon of the *Cadoceras arcticoides* biohorizon (lower part of the Middle Callovian). This microconch, together with the corresponding macroconch *Cadoceras* (*Protolongaeviceras*) *arcticoides* Kiselev et Meledina, is widely distributed in the Panboreal Superrealm (*Kosmoceras jason* Zone / upper part of the *Cadoceras milashevici* Zone), primarily in the European Russia, Franz Josef Land, East Greenland, and East Taimyr [Kiselev, 2022].

The Nikitini Zone is characterized by numerous finds of ammonites of the genera *Platylongoceras* (Figure 3.8–9), *Longaeviceras* (including *L.* cf. *nikitini* (Sokolov), Figure 3.6 and *L.* cf. *bodylevskii* Meledina, Figure 3.7, as well as finds not identified to species level), and *Percacosticeras* (Figure 3.5).

Below the Milashevici Zone, juvenile *Cadoceras* s. str. were found (Figure 3.2–3; depth 4906.8 m and 4913.33 m). These finds suggest a Late Bathonian–Early Callovian age of the

deposits. The bivalves are abundant, but represented by taxa of a wide stratigraphic range, belonging to the genera *Nucula*, *Limea* and *Quenstedtia*.

Upper Oxfordian (Sigovoe Formation, Lower Subformation, Depth 4400–4500 m)

The Sigovoe Formation is represented by interbedded greenish sandstones and siltstones (Figure 4). The cored interval is presumably attributed to the Lower Sigovoe Subformation by analogy with the sections of wells located nearby [Borisov, 2019, Figure 6]. Fossil finds are rare in the Sigovoe Formation. Ammonites are found in a narrow range in the middle part of the interval (4467.95–4469.31 m). These ammonites referred to as genus *Amoeboceras*, which, despite the small size of the specimens, can be identified to the species level and allow us to accurately date this part of the section to the Serratum ammonite Zone. A single specimen (*Amoeboceras* cf. *mansoni* Pringle, Figure 3.11) has weakened sculpture on the internal whorls – a characteristic feature for *Amoeboceras* associated with *Prionodoceras serratum*–*P. koldeweyense*, that are diagnostic for this ammonite zone [Sykes and Callomon, 1979]. Additionally, the age is confirmed by findings of *A. ovale* (Quenst.) (Figure 3.12), another species characteristic for the Serratum Zone [Mesezhnikov et al., 1989]. Bivalves *Mclearnia* cf. *broenlundi* (Ravn) that have a wide stratigraphic distribution were also observed in the interval (Figure 3.10), along with a single fragment of *Buchia*. The lowermost part of the interval contains glendonites.

Volgian–Ryazanian (Yanov Stan Formation, Depth 3822–4112 m)

The biostratigraphic characteristics and composition of the Yanov Stan Formation were previously discussed in detail by the authors [Rogov et al., 2024]. The same article provides information on stratigraphic distribution of glendonites and their photographs. In addition to the published materials, it should be noted that in the studied section of the Yanov Stan Formation, it is possible to identify members that were previously identified in the contemporary Bazhenovo and Tutleim Formations of Western Siberia [Panchenko, 2023; Panchenko et al., 2015, 2022] (Figure 5). In the Lower Volgian–lowermost part of the Middle Volgian of the Yanov Stan Formation there are numerous phosphorite concretions with a lenticular shape, similar to those developed in the Lower Middle Volgian member 1 (phosphate-clay-siliceous, lenticular-layered) and in the Middle Volgian member 2a (siliceous lenticular-layered) of the Bazhenovo and Tutleim formations (West Siberian platform). Such a comparison is also confirmed by macrofaunal associations: inoceramids and *Buchia* bivalves recorded together with ammonites *Dorsoplanites* and *Pavlovia* and relatively frequent belemnite rostra (in the Bazhenovo Formation they are common present in member 1 and 2a, becoming extremely rare higher in the section).

The Lower Volgian interval of the Yanov Stan Formation with homogeneous lithology in the depth range of 4110–4092 m can be compared with member 1 of the Bazhenovo and Tutleim formations, and the overlying alternation of argillites, siltstones with carbonate interlayers in the depth range of 4092–4041 m is an analogue of member 2a. Above (4041–4020 m) in the studied section of the Yanov Stan Formation there is a homogeneous interval of thin-layered argillites with the ubiquitous presence of pyrite, while the remains of macrofauna are extremely rare. This interval can be correlated with the member 2b of the Bazhenovo Formation (high-siliceous and horizontally layered), which was formed during the next sea level rise [Panchenko, 2023]. In the overlying interval of 4020–4006 m, in similar argillites with lens-shaped fabric and relatively high amount of pyrite, ammonites *Epivirgartites* and *Laugetites* are recorded, while benthic fauna was not found. Such features correspond to the member 3 of the Bazhenovo Formation (high-carbon, siliceous, and lens-shaped).

Still higher, at 4006–3980 m, clayey deposits with the most homogeneous lithology and with the maximum concentration of organic matter are developed, which is reflected in the comparatively high values of gamma-ray logging. The indicated interval can be quite confidently correlated with the Bazhenovo Formation member 4a (high-carbon, homogeneous), where the most condensed layers were deposited during the maximum sea

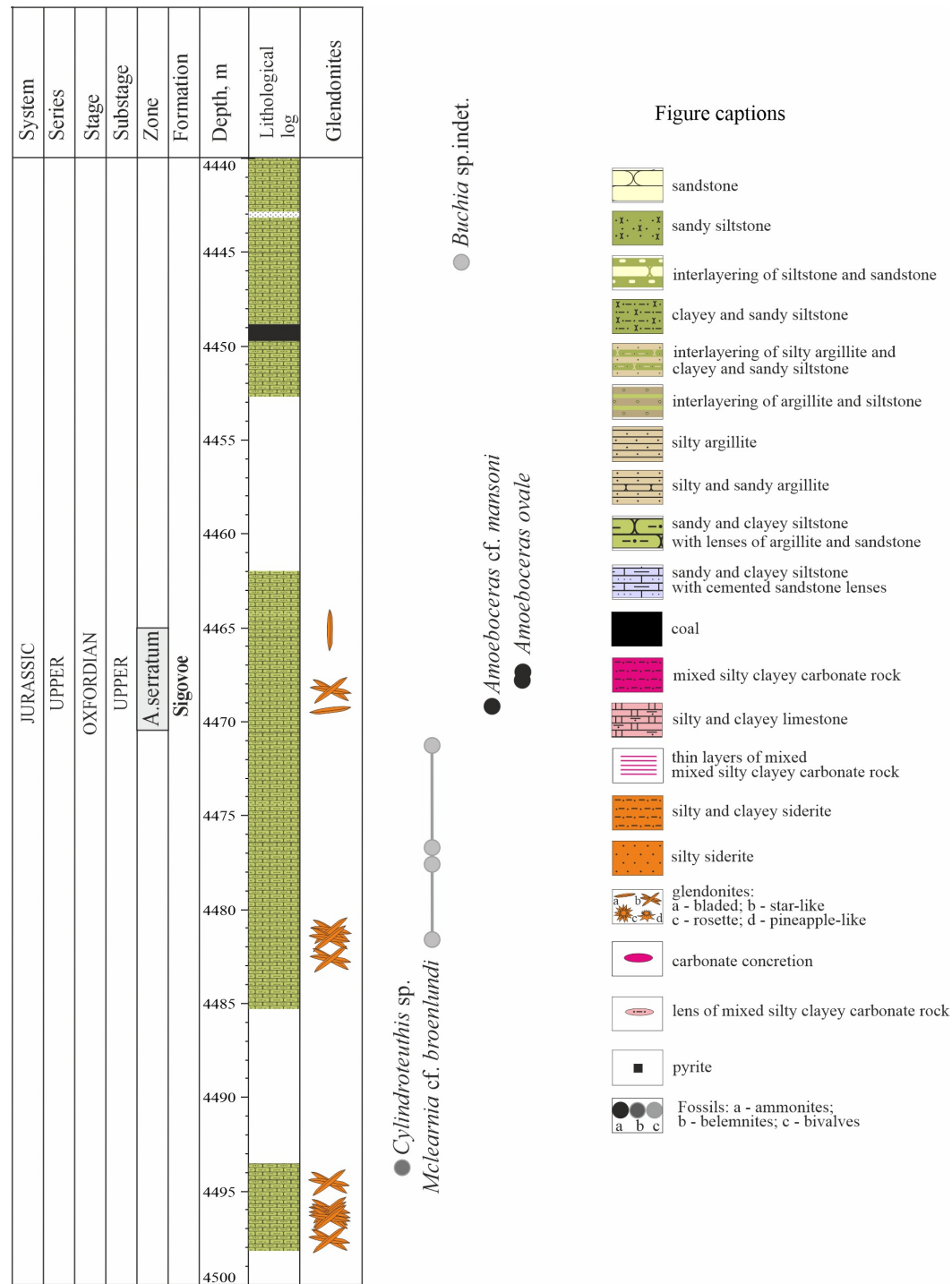


Figure 4. Biostratigraphy and glendonite occurrences in the Upper Jurassic Sigovoe Formation.

level rise. It is noteworthy that both in the Bazhenovo and Tutleim Formations, as well as in this part of the Yanov Stan Formation, ammonites occur quite often, among which *Praechetaites* are most typical. *Buchia* bivalves are also present here. In the Yanov Stan Formation, the boundaries of this member are highlighted by pyritization and high radioactivity levels (high-amplitude peaks on gamma-ray logging) (Figure 5), similarly to the Bazhenovo Formation of Western Siberia, and is interpreted as microhiatuses [Panchenko, 2023].

A lithological shift (increase in silt content and appearance of carbonate layers), as well as presence of inoceramid bivalves in the interval of 3980–3944 m, in which the fundamental

logging characteristics are inherited from the underlying unit, allows us to recognize the member 4b of the Bazhenovo Formation. The presence of ammonites *Praetollia* in this unit confirms this correlation.

The level of disappearance of inoceramid bivalves and appearance of relatively large *Buchia* shells and ammonites of the *Hectoroceras kochi* Zone, together with the formation of rhythmically arranged and carbonate-containing deposits, allows for a reliable comparison with the base of the 5a member of the Bazhenovo and Tutleim Formations. In the black shale basin of West Siberia, the most significant faunal change takes place at this level, which is apparently reflected in the Yenisey-Khatanga regional depression. Based on the presence of numerous *Buchia* shells in the core together with ammonites *Hectoroceras kochi*, *Borealites* spp., *Surites* spp. and uniform lithological composition, the interval 3944–3822 m is ascribed to the member 5a (Figure 5). In the Bazhenovo and Tutleim Formations, this member is, as a rule, one of the thickest, which is also true for the studied section of the Yanov Stan Formation.

Higher levels of the Yanov Stan Formation are not represented in the core. However, in the very top of the Yanov Stan Formation, there is an increase in gamma-ray logging and resistivity values from the bottom to up, which allows us to assume that there are analogs of the member 5b of the Bazhenovo Formation, but without the support from lithological and biostratigraphic data, this remains speculative.

Thus, the detailed comparison of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous sequences in the Yenisey-Khatanga regional depression and West Siberia shows that in this time interval in the Yenisey-Khatanga regional depression, glendonites occur at levels correlated with members 1, 2a, 2b, and 5a, whereas in the Bazhenovo Formation of West Siberia, glendonites were found only in the Ryazanian member 5a [Vasileva et al., 2025].

Upper Valanginian–Lower Hauterivian (Sukhaya Dudinka Formation, Depth 3160–3060 m)

The Sukhaya Dudinka Formation is composed of gray siltstones (Figure 5); ammonite finds are much less common than in the Yanov Stan Formation. However, ammonites of the genus *Prohomolsomites* (Figure 3.13, 15.1, 16, 21), characteristic for the *Prohomolsomites bojarkensis* Zone (Upper Valanginian–Lower Hauterivian) were found (depth 3088.1–3155.95 m). Although the first *Prohomolsomites* specimens appear already in the upper part of the Upper Valanginian *Bidichotomoides* Zone, are they not accompanied by other genera of ammonites only in the *Bojarkensis* Zone. We suppose that species *bojarkensis* can be as well be assigned to the genus *Prohomolsomites*. Despite some of its differences from typical *Prohomolsomites* (more pointed cross-section, strengthening of the ribs on the ventral side, the appearance of the ribs on the middle whorls), the North American species of *Homolsomites*, to which the type species of the genus *H. poecilochotomus* Crickmay belongs [see Imlay, 1956], differ even more strongly from the Siberian *Prohomolsomites* and “*Homolsomites bojarkensis*”. The age of the *Bojarkensis* Zone is accepted herein considering the newly published Sr isotope ages [Efremenko et al., 2025], but allowing the possibility that the base of the zone is located in the Valanginian.

In the Sukhaya Dudinka Formation *Buchia sublaevis* and *B. crassicollis* zones were identified (Figure 3.15.2, 17, 18, 20); the boundary between these two zones is established by the first appearance of *B. crassicollis* (Keyserling) (depth 3126.87 m). The uppermost part of the Sukhaya Dudinka Formation (above 3111.59 m) lacks *Buchia* findings and is characterized by an assemblage of various bivalves (genera *Oxytoma*, *Meleagrinella*, *Nuculoma*, *Thracia*, *Entolium*, *Solemya*, Figure 3.21), which do not allow making conclusions about the age of the sediments. In the Sukhaya Dudinka Formation, glendonites are rare; they are found only in the upper part of the interval characterized by the core, above the ammonite and *Buchia* findings.

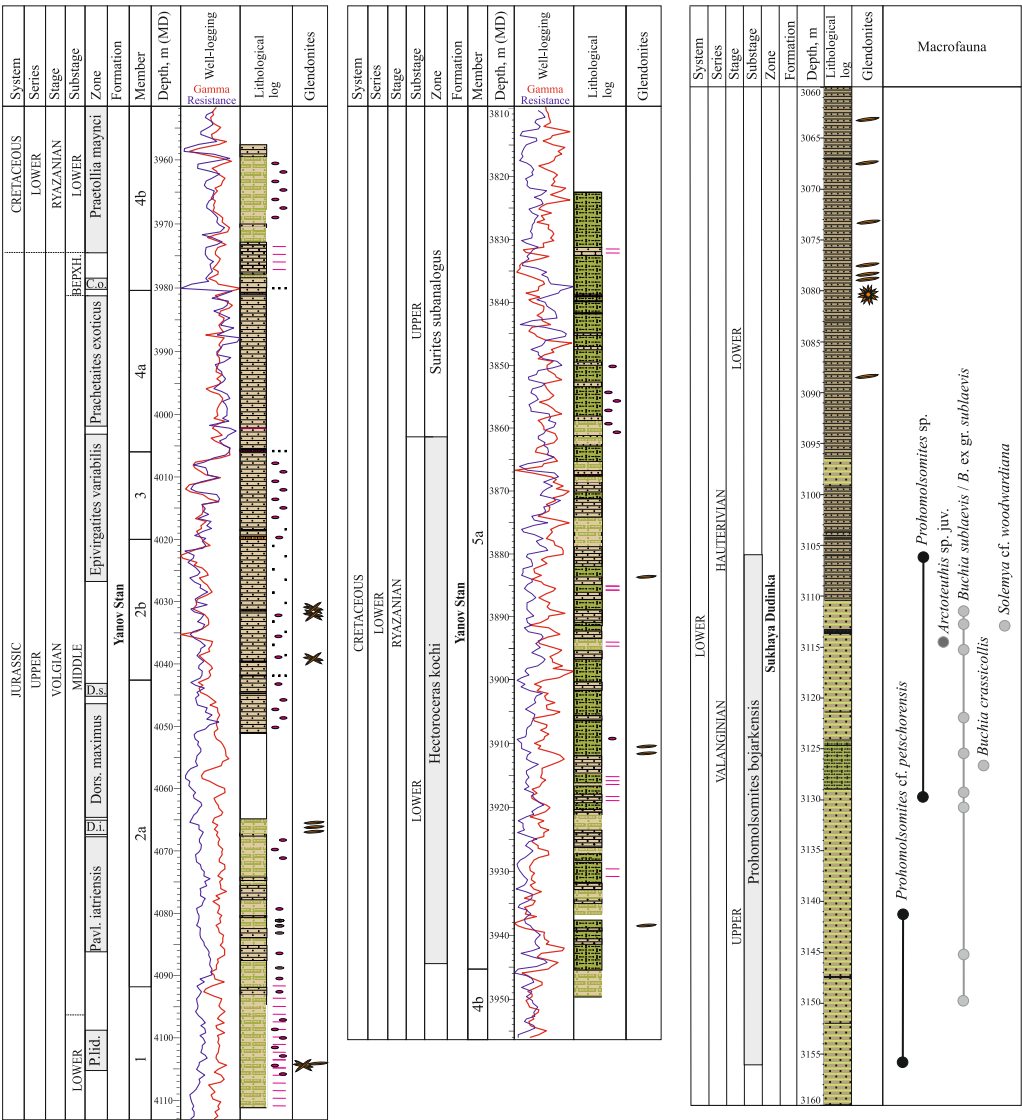


Figure 5. Upper Jurassic–Lower Cretaceous glendonite occurrences in the Yanov Stan and Sukhaya Dudinka formations.

Morphology, Size and Facial Distribution of Glendonites

Although glendonites are found in all formations across the large interval from the Upper Bathonian (Tochinskoe Formation) to the lower Hauterivian (Sukhaya Dudinka Formation), their frequency and distribution of morphotypes, as well as size of specimens, vary significantly. The glendonite findings in the Tochinskoe Formation are abundant, they appear through almost core interval (glendonites are absent in the lowermost 20 m of the Tochinskoe Formation only). The glendonites are predominantly small (2–5 cm in diameter) and are represented by rosette morphotype, including pineapple-like specimens (Figure 6.3, 6, 8–16). Some specimens are flattened (Figure 6.10–11, 14, 16). Stellate glendonites (Figure 6.2, 5, 7) are also found, but less common, while certain levels contain bipyramidal (bladed) glendonites, which can reach relatively large size (up ~15 cm in length, Figure 6.1). Glendonites of the latter morphotype are oriented either vertically or horizontally (Figure 6.1, 6.4). At the same time, there is no regularity in size or morphology of glendonites across the section. As in other cases described previously [Rogov et al., 2023], different glendonite morphotypes may appear within the certain thin intervals. Glendonite finds are confined to dark gray siltstones.

In the Sigovoe Formation, glendonites are rarer than in the Tochinskoe Formation and less variable morphologically. They belong to the stellate morphotype and have an average size slightly smaller than the core diameter. All the glendonites are oriented parallel to bedding planes (Figure 7.11–14); they are found within both clayey sandy siltstones and silty argillites within 3 intervals: in the lowermost part of the formation (~4494.5–4497.7 m and ~4480–4482 m) and in the its middle part (~4467–4469 m).

Glendonites had never been mentioned from the Yanov Stan Formation before the present study, and their findings were a surprise. Glendonites from the Yanov Stan Formation are confined to six narrow stratigraphic intervals: one in the Lower Volgian, two levels in the Middle Volgian, and three levels in the Ryazanian [Rogov *et al.*, 2024, Figures 2–3]. Glendonites here are medium-sized, with blade-like morphology (Figure 7.3, Figure 3.5, 8–10). Stellate glendonites appear in the Volgian (Figure 7.4, 6, 7.). The glendonites occur in clayey sandy siltstones with lenses of calcitic argillites, as well as in argillites. They are horizontal-oriented, parallel to bedding planes, while vertically-oriented glendonites are rare (Figure 7.10). As in underlying deposits, shape and size of glendonites in the Yanov Stan Formation is irregular.

In the Sukhaya Dudinka Formation, glendonites are rarer and smaller than in older deposits (Figures Figure 7.1, 2). Here they are found within two narrow intervals above the ammonite and *Buchia* findings, likely of the Early Hauterivian age. These glendonites are either bladed or stellate (Figure 7.1, 2), and are found within argillitic siltstone.

Petrographic and Cathodoluminescence Characteristic of the Glendonites

Petrographic and cathodoluminescence studies revealed differences in composition of the glendonites from different intervals of the Novoyakimovskaya-1 well. Glendonites from the Yanov Stan and the Sigovoe formations are composed of two calcite generations: the first-generation calcite forms tabular, isometric or rosette-shaped crystals, often zoned in transmitted light with a colorless central part and a darker edge (Figure 8A–D); the second calcite generation forms brownish xenomorph crystals filling space between calcite of the first generation. The cathodoluminescence of these types of calcite also differs: the first generation of calcite is characterized with zonal cathodoluminescence colors (dark brown center and bright yellow edges); the second type of calcite has a dark brown cathodoluminescence colors.

Glendonites from the Tochinskoe Formation are composed of two types of calcite, authigenic quartz, dolomite, and apatite (Figure 8E, F). The crystals of authigenic quartz are associated with thin fractures within glendonites or mark the boundary between glendonite and matrix (Figure 8A, B). The crystals of authigenic quartz have hexagonal section and are non-luminescent. The crystals of dolomite have saddle-like shape and are with dark red to brown cathodoluminescence; besides, dolomite and calcite form botryoidal aggregates (0.3 mm in width) with orange cathodoluminescence. Surprisingly, glendonites contain micron-sized authigenic apatite crystals with bright purple cathodoluminescence.

Scanning Electron Microscopy and Microprobe Analysis

Scanning electron microscopy and microprobe analysis revealed that calcite types determined by petrographic and cathodoluminescence analysis, have a slightly different elemental composition. Calcite of the 1st generation (with tabular, isometric, or rosette-shaped crystals) is low-magnesium (Mg content is up to 0.1%), while calcite of the 2nd generation (with xenomorph crystals) contains up to 1.3% Fe, 0.3 Mn and 0.2% Sr, it is often zonal and can have thin dolomite edge zone (Figure 9). Authigenic quartz crystals are hexagonal or pyramidal and contain calcite inclusions. Apatite forms slightly elongated barrel-shaped crystals, often with Fe-rich calcite inclusions within apatite crystals.

Discussion

Based on the lithology and the presence of characteristic mollusk taxa, the lithostratigraphic subdivision of the cored interval of the Novoyakimovskaya-1 well section

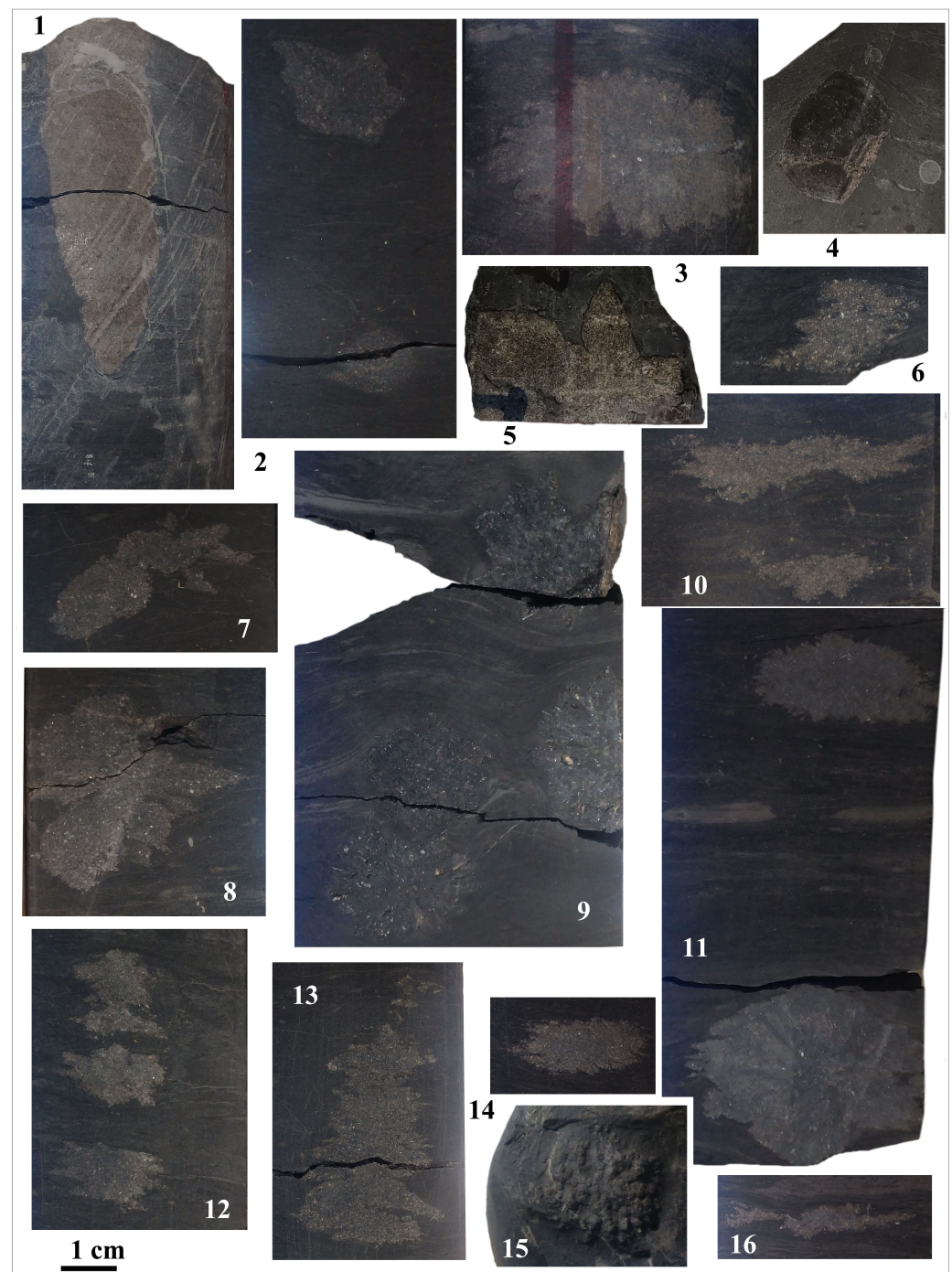


Figure 6. Glendonites from the Tochinskoe Formation (Upper Bathonian–Callovian), scale = 1 cm. 1 – depth 4815.3 m; 2 – depth 4824 m; 3 – depth 4842.45 m; 4 – depth 4860.05 m; 5 – depth 4832.7 m; 6 – depth 4919.05 m; 7 – depth 4848.3 m; 8 – depth 4873.4 m; 9 – depth 4918.0–4918.25 m; 10 – depth 4920.4 m; 11 – depth 4932–4931.1 m; 12 – depth 4898 m; 13 – depth 4911.1 m; 14 – depth 4921.5 m; 15 – depth 4929 m; 16 – depth 4933.45 m.

in the depth range of 3060–5020 m is justified. From bottom to top, the section consists of Malyshevka, Tochinskoe, Sigovoe, Yanov Stan and Sukhaya Dudinka formations. The Nizhnyaya Kheta Formation was not characterized with core material. Numerous glendonites were found in all formations except the lowermost Malyshevka Formation, with their number gradually decreasing from bottom to top; most glendonites are found within argillite and siltstone (Figure 10). Glendonites are most numerous and diverse in the



Figure 7. Glendonites from the Sigovoe Formation (Oxfordian), Yanov Stan Formation (Volgian–Ryazanian) and Sukhaya Dudinka Formation (?Lower Hauterivian), scale = 1 cm. 1–2 – Sukhaya Dudinka Fm.; 3–10 – Yanov Stan Fm.; 11–14 – Sigovoe Fm. 1 – depth 3078.5 m; 2 – depth 3080.26 m; 3 – depth 3883.49 m; 4 – depth 4031.86 m; 5 – depth 4066.01 m; 6 – depth 4038.84 m; 7 – depth 4104.65 m; 8 – depth 4065.68 m; 9 – depth 4066.16 m; 10 – depth 4066.94 m; 11 – depth 4481.55 m; 12 – depth 4496.16 m; 13 – depth 4497.64 m; 14 – depth 4494.51 m.

Tochinskoe Formation. All known morphotypes of glendonites are present here: blade-like, stellate and rosette-shaped (including the “pineapple” variant). Glendonites of different types do not occur together, but it is not possible to establish any patterns in the change of morphotypes across the section. The most common for the Tochinskoe Formation are rosette glendonites, the rarest are bladed ones. In the Sigovoe Formation, glendonites are

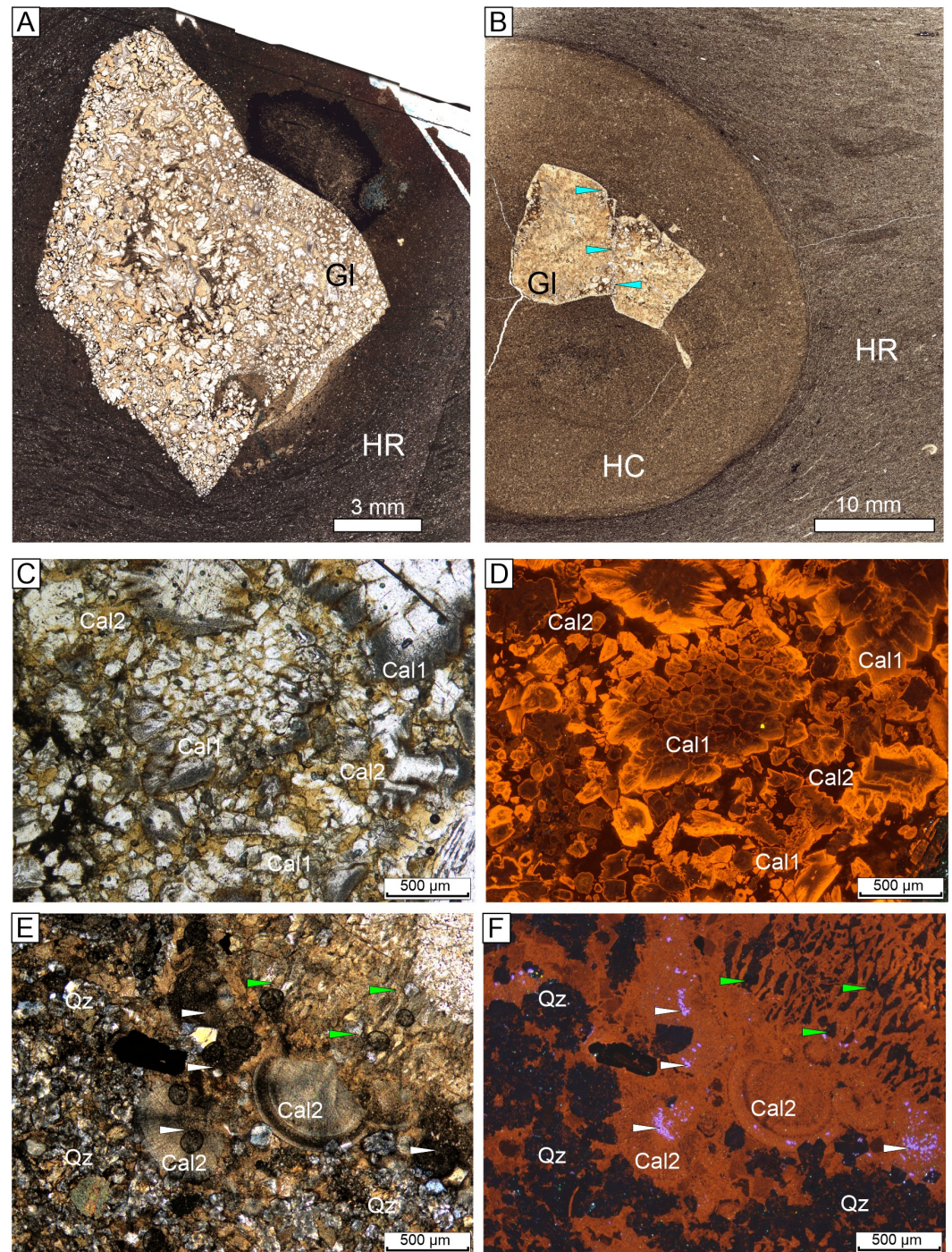


Figure 8. Petrographic and cathodoluminescence characteristics of the studied glendonites. A – panoramic photograph of glendonite thin section from the Yanov Stan Fm. (depth 3873.27 m), plane polarized light, B – panoramic photograph of glendonite thin section from the Sigovoe Fm., plane polarized light; C – photograph of NYA-1 sample thin section (Yanov Stan Fm., depth 4019.52 m), plane polarized light, D – the same under CL; E – photograph of NYA-11 sample (Tochinskoe Fm., depth 4932.09 m), plane polarized light, F – the same under CL. The photographs show: HR – host rock, HC – host concretions, Gl – glendonite, low-magnesium calcite (Cal1, shown with green arrows in photos D and E), high-magnesium calcite (Cal2), authigenic quartz (Qz), authigenic apatite (shown with white arrows).

found more rarely, being confined to the lower half of the interval characterized by the core. Here, their morphology is more uniform, and all specimens belong to the stellate

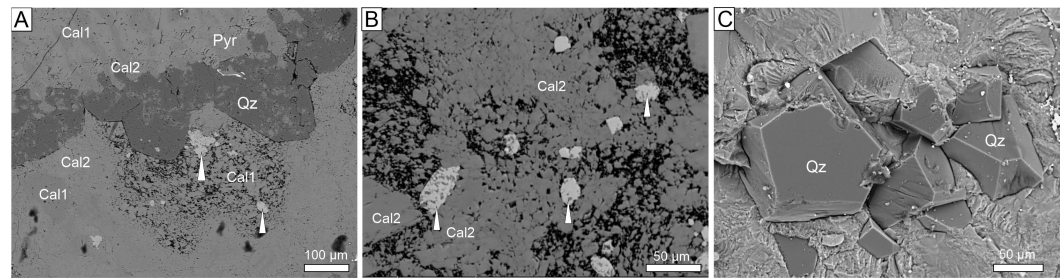
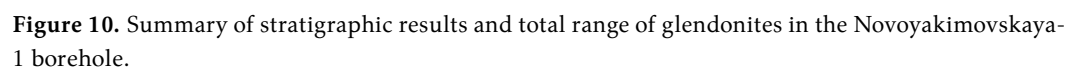


Figure 9. A, B – photos of the NYA-11 sample (Tochinskoe Fm) thin section under the scanning electron microscope: Cal1 – low-magnesium calcite, Cal2 – high-magnesium calcite, Pyr – pyrite, Qz – authigenic quartz, white arrows show crystals of authigenic apatite. C – photo of glendonite from the Tochinskoe Formation in the scanning electron microscope, Qz – authigenic quartz crystals.

morphotype. In the Yanov Stan Formation, glendonites appear in several narrow intervals, in all substages from the Lower Volgian to the Upper Ryazanian; and are absent only in the Upper Volgian interval. Here, comparatively large elongated blade-like glendonites predominate; stellate pseudomorphs are also present. In the Sukhaya Dudinka Formation, glendonites are the rarest and smallest in size; they belong to either the blade-like or rosette morphotypes.

The presence of glendonites in wide stratigraphic intervals shows that low bottom temperatures were typical for the Yenisei-Khatanga sea during Middle Jurassic to Early Cretaceous time interval, otherwise the crystallization of ikaite would not have been possible [for more details, see Rogov *et al.*, 2023]. Previous studies showed that the Arctic region in the Mesozoic was characterized by a temperate climate [Nordt *et al.*, 2024; Price, 1999; Rogov *et al.*, 2019]. The depth was relatively small – up to about 50 m, thus, the position of the sedimentation basin in high northern latitudes and possible penetration of cold currents were major factors controlling the establishment of low bottom temperatures and crystallization of ikaite. Glendonites are found in clayey and silty dark-colored deposits; they were not recorded in sandy deposits in the Novoyakimovskaya-1 well. The lithological control on glendonite appearance is related to the environment where ikaite is crystallized. Ikaite is associated with the processes of anaerobic diagenesis – organoclastic sulfate reduction, as a result of which prokaryotes consume a large amount of organic matter, and under anaerobic conditions it decomposes with the release of carbon dioxide. Under alkaline environment of anaerobic diagenesis, carbon dioxide combines with calcium ions leading to ikaite precipitation [Muramiya *et al.*, 2022; Suess *et al.*, 1982; Whiticar *et al.*, 2022]. In the Arctic region, glendonites have been described from relatively shallow-water deposits of similar lithology (dark-colored shales and siltstones) of the Middle Jurassic (Bajocian–Callovian) – early Cretaceous (Ryazanian–Albian) – of the Yenisei-Khatanga trough [this study], from the Spitsbergen archipelago [Vickers *et al.*, 2018; Vickers *et al.*, 2025], and Arctic Canada [Williscroft *et al.*, 2017]. The stratigraphic distribution of glendonites in the Arctic region coincides with appearance of cold-water fauna and dropstones [Rogov *et al.*, 2019].

After crystallization and stabilization, ikaite dehydrates and is replaced by calcite. The earliest phase replacing ikaite is low-magnesium calcite, which is preserved in the fossil state as tabular or rosette-shaped crystals without cathodoluminescence (Cal1 in Figures 8–9); it is surrounded by darker calcite with an orange cathodoluminescence; this calcite contains relatively high amounts of Sr, Mg and Fe (Cal2 in Figures 8–9). These two types of calcite are predominant in almost all glendonites of all the studied formations. Glendonites of the Tochinskoe Formation are also composed of the same two types of calcite, but in addition, they contain minerals that are rarely found in glendonites – authigenic quartz and apatite. Silicified glendonites that underwent post-sedimentary alterations, have been described from the Oligocene of Sakhalin Island [Vasileva *et al.*, 2021] and Ediacaran of southern China [Wang *et al.*, 2020]. In the studied glendonites of the Tochinskoe Formation, hexagonal crystals of authigenic quartz are confined either to small cracks or to contact with the matrix, so it can be assumed that the source of silica is the host rock. Crystallization of authigenic



quartz begins at temperatures of approximately 60 °C [Allen and Allen, 2005], i.e., it could have occurred when deposits reached depth of 2–3 km or during interactions with local heated fluids. The temperatures at which authigenic apatite crystallizes in sedimentary rocks are not entirely clear: in magmatic rocks apatite crystallization temperatures is estimated as 650–1430 °C [Satori and Schmidt, 2023], however, in the study region such high temperatures were not realized. The source of the phosphate is also unclear, but it is likely to have been mobilized from both the host rock and the glendonite. Phosphorus is noted in low-magnesium ikaite-derived calcite [Vasileva et al., 2021], so it is possible that the processes of high-temperature replacement of glendonite (when quartz crystallized) resulted in some redistribution of the minerals within the glendonite, and phosphate crystallized into a separate phase – apatite.

Conclusion

The conducted studies of glendonites of the Novoyakimovskaya-1 well draw the following conclusions:

1. Stratigraphic studies show that the studied formations belong to the Bathonian–Callovian (Malyshevka and Tochinskoe formations), Oxfordian (Sigovoe Formation), Volgian and Ryazanian stages (Yanov Stan Formation), as well as the Valanginian–Hauterivian stages (Sukhaya Dudinka Formation) (Figure 10).
2. For the first time, a detailed correlation of units of the Bazhenovo and Tutleim formations (West Siberia) and the Yanov Stan Formation of the Yenisei-Khatanga regional depression is provided.
3. Glendonites are confined to the strata of the Bathonian (?)–Callovian, Oxfordian, Volgian, Ryazanian and Hauterivian age. The most abundant glendonite findings occurred in Tochinskoe and Sigovoe formations; their number gradually decreases up the section. The stratigraphic distribution of glendonites is consistent with the stages of cooling in the Arctic region. Thus, glendonites in the studied deposits act as an indicator of cold paleoclimatic conditions.
4. Morphologically, glendonites are represented by blade-like, rosette-shaped, and stellate forms; there is no pattern in the vertical distribution of these morphotypes by type or size.
5. Glendonites from all stratigraphic levels are composed of two types of calcite: low-magnesium (ikaite-derived calcite) and calcite with high amount of Mn, Sr, Fe (formed during cementation). This feature can be used for microscopic identification of glendonites. Apatite and quartz are present as accessory minerals, which were formed under some high-temperature influence.

Acknowledgements The authors acknowledge the Centre for Geo-Environmental Research and Modelling (GEOMODEL) of Saint-Petersburg State University for providing instrumental and computational resources. We are grateful to anonymous reviewers and the editor who helped to improve our manuscript. Studies of glendonites were supported by RSF grant no. 4-27-00415 (for MR, KV, IP) (<https://rscf.ru/project/24-27-00415/>).

References

- Allen P. A. and Allen J. R. Basin analysis: principles and applications. — 2nd. — Malden, Oxford : Wiley, 2005. — 549 p.
- Baybarodskikh N. I., Bro E. G., Gudkova S. A., et al. Subdivision of Jurassic and Cretaceous deposits in the sections of wells drilled in the Ust-Yenisei syncline in years 1962–1967 // Scientific Notes of NIIGA. Regional Geology. — 1968. — Vol. 12. — P. 5–24. — (In Russian).
- Borisov E. V. Issues of correlation and indexation of productive LPG strata of the Sigovskaya Formation in the western part of the Yenisei-Khatanga Regional Trough // Geology and mineral resources of Siberia. — 2019. — No. 4. — P. 67–79. — <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2019-4-67-79>.
- Efremenko V. D., Dzyuba O. S., Shurygin B. N., et al. Boreal-Tethyan correlation of the upper Berriasian-Valanginian: contribution of new $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphic data from Arctic Siberia // Russian Geology and Geophysics. — 2025. — Vol. 66, no. 2. — P. 160–176. — <https://doi.org/10.2113/rgg20244778>.

- Imlay R. W. Stratigraphic and Geographic Range of the Early Cretaceous Ammonite Homolomites // *Journal of Paleontology*. — 1956. — Vol. 30, no. 5. — P. 1143–1146.
- Kiselev D. N. Ammonites and infrazonal stratigraphy of the boreal and subboreal Bathonian and Callovian // *Transactions of the Geological Institute*. — 2022. — No. 628. — P. 7–525. — https://doi.org/10.54896/00023272_2021_628_1. — (In Russian).
- Kontorovich A. E., Ershov S. V., Kazanenkov V. A., et al. Cretaceous paleogeography of the West Siberian sedimentary basin // *Russian Geology and Geophysics*. — 2014. — Vol. 55, no. 5/6. — P. 582–609. — <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.05.005>.
- Kontorovich A. E., Kontorovich V. A., Ryzhkova S. V., et al. Jurassic paleogeography of the West Siberian sedimentary basin // *Russian Geology and Geophysics*. — 2013. — Vol. 54, no. 8. — P. 747–779. — <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.002>.
- Mesezhnikov M. S., Kalacheva E. D. and Rotkite L. M. Zonal subdivision of the Middle and Upper Oxfordian of the Russian Platform based on ammonites // *Transactions of Interdepartmental Stratigraphic Committee*. — 1989. — P. 35–43. — (In Russian).
- Muramiya Y., Yoshida H., Minami M., et al. Glendonite concretion formation due to dead organism decomposition // *Sedimentary Geology*. — 2022. — Vol. 429. — P. 106075. — <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106075>.
- Nordt L., Breecker D. and White J. The early Cretaceous was cold but punctuated by warm snaps resulting from episodic volcanism // *Communications Earth & Environment*. — 2024. — Vol. 5, no. 1. — <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01389-5>.
- Olenova K. Yu., Agakhanova V. A. and Vaganova A. A. Void space of glendonites in Middle Jurassic–Lower Cretaceous deposits in the section of the parametric well Novoyakimovskaya-1 (Western Taimyr) // *Exolith. Frolov's pioneering lithology: general and particular: Annual Meeting (scientific readings) dedicated to the 100th anniversary of Vladimir Tikhonovich Frolov*. — MAKS-PRESS, 2023. — P. 136–139. — (In Russian).
- Panchenko I. V. Event-stratigraphic levels of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous black shale strata of Western Siberia. — CJSC "Modeling, Monitoring of Geological Objects named after V.A. Dvurechensky", 2023. — 278 p. — (In Russian).
- Panchenko I. V., Balushkina N. S., Baraboshkin E. Yu., et al. Complexes of paleobiota in Abalak-Bazhenov deposits in the central part of Western Siberia // *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*. — 2015. — Vol. 10, no. 2. — https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015. — (In Russian).
- Panchenko I. V., Rogov M. A., Sobolev I. D., et al. Tephrostratigraphy of Jurassic–Cretaceous boundary beds of Western Siberia // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2022. — No. 6. — ES6014. — <https://doi.org/10.2205/2022es000817>. — (In Russian).
- Price G. D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic // *Earth-Science Reviews*. — 1999. — Vol. 48, no. 3. — P. 183–210. — [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(99\)00048-3](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(99)00048-3).
- Rogov M., Ershova V., Gaina C., et al. Glendonites throughout the Phanerozoic // *Earth-Science Reviews*. — 2023. — Vol. 241. — P. 104430. — <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104430>.
- Rogov M. A., Zakharov V. A., Solovyov A. V., et al. The Volgian and Ryazanian in the Novoyakimovskaya-1 Well (Western Yenisei-Khatanga Regional Trough, Siberia). Article 1. The General Characteristics of the Yanov Stan Formation and Its Molluscan Biostratigraphy // *Stratigraphy and Geological Correlation*. — 2024. — Vol. 32, no. 3. — P. 294–316. — <https://doi.org/10.1134/s0869593824030067>.
- Rogov M. A., Zverkov N. G., Zakharov V. A., et al. Marine Reptiles and Climates of the Jurassic and Cretaceous of Siberia // *Stratigraphy and Geological Correlation*. — 2019. — Vol. 27, no. 4. — P. 398–423. — <https://doi.org/10.1134/s0869593819040051>.
- Satori G. and Schmidt M. W. Phosphorous-solubility in carbonatite melts: Apatite crystallization modeled via its solubility product // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2023. — Vol. 352. — P. 122–132. — <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.04.034>.
- Skvortsov M. B., Obukhov A. N., Kirsanov A. M., et al. Petroleum potential of the central part of Yenisei-Khatanga Trough: the results of deep stratigraphic drilling // *Geologiya nefti i gaza*. — 2025. — No. 6. — P. 5–14. — <https://doi.org/10.47148/0016-7894-2024-6-5-14>. — (In Russian).
- Suess E., Balzer W., Hesse K., et al. Calcium Carbonate Hexahydrate from Organic-Rich Sediments of the Antarctic Shelf: Precursors of Glendonites // *Science*. — 1982. — Vol. 216, no. 4550. — P. 1128–1131. — <https://doi.org/10.1126/science.216.4550.1128>.
- Sykes R. M. and Callomon J. H. The Amoeboeceras zonation of the Boreal Upper Oxfordian // *Palaeontology*. — 1979. — Vol. 22, no. 4. — P. 839–903.

- Vasileva K., Vereshchagin O., Ershova V., et al. Marine diagenesis of ikaite: Implications from the isotopic and geochemical composition of glendonites and host concretions (Palaeogene-Neogene sediments, Sakhalin Island) // *Sedimentology*. — 2021. — Vol. 68, no. 5. — P. 2227–2251. — <https://doi.org/10.1111/sed.12847>.
- Vasileva K. Yu., Rogov M. A., Panchenko I. V., et al. The First Finds of Glendonites in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Bazhenovo Formation (West Siberia, Frolovskaya Megadepression) and Their Paleogeographic Significance // *Moscow University Geology Bulletin*. — 2025. — Vol. 80, no. 1. — P. 38–46. — <https://doi.org/10.3103/s0145875225700140>.
- Vickers M., Watkinson M., Price G. D., et al. An improved model for the ikaite-glendonite transformation: evidence from the Lower Cretaceous of Spitsbergen, Svalbard // *Norwegian Journal of Geology*. — 2018. — <https://doi.org/10.17850/njg98-1-01>.
- Vickers M. L., Jelby M. E., Blok C. N., et al. Early Cretaceous giant glendonites: A record of (sub-)millennial-scale cooling? // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2025. — Vol. 661. — P. 112739. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2025.112739>.
- Wang Z., Chen C., Wang J., et al. Wide but not ubiquitous distribution of glendonite in the Doushantuo Formation, South China: Implications for Ediacaran climate // *Precambrian Research*. — 2020. — Vol. 338. — P. 105586. — <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105586>.
- Whiticar M. J., Suess E., Wefer G., et al. Calcium Carbonate Hexahydrate (Ikaite): History of Mineral Formation as Recorded by Stable Isotopes // *Minerals*. — 2022. — Vol. 12, no. 12. — P. 1627. — <https://doi.org/10.3390/min12121627>.
- Williscroft K., Grasby S. E., Beauchamp B., et al. Extensive Early Cretaceous (Albian) methane seepage on Ellef Ringnes Island, Canadian High Arctic // *Geological Society of America Bulletin*. — 2017. — Vol. 129, no. 7/8. — P. 788–805. — <https://doi.org/10.1130/b31601.1>.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЦИКЛОГЕНЕЗА В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ С ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

С. Б. Шишлов* 

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

* **Контакт:** Сергей Борисович Шишлов, sshishlov@mail.ru

Обобщены результаты фациального анализа разрезов юры-нижнего мела Западной Сибири, верхнего палеозоя Таймырского, Тунгусского и Печорского бассейнов, венда Балтийской синеклизы. Разработана концептуальная седиментологическая модель, описывающая миграцию обстановок осадконакопления при подъёме и падении уровня моря в эпиконтинентальных палеобассейнах гумидных умеренных климатических поясов. Она позволила установить общие закономерности строения трансгрессивно-регрессивных последовательностей слоев. Полученные результаты представляют собой эффективный инструмент для палеогеографических реконструкций и секвентного анализа терригенных сероцветных формаций вне зависимости от их возраста, геотектонической позиции и пространственного расположения.

Ключевые слова: эпиконтинентальные моря, гумидный климат, цикличность седиментации, трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря, обстановки осадконакопления, седиментологическая модель.

Цитирование: Шишлов С. Б. Общие закономерности циклогенеза в эпиконтинентальных бассейнах с терригенной седиментацией // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4012. — DOI: 10.2205/2025es001041 — EDN: XKFDMF

Введение

С протерозоя по кайнозой в условиях гумидного умеренного климата на шельфах эпиконтинентальных морей и примыкающих к ним равнинах формировались терригенные сероцветные формации, которые отличаются полифациальным составом и существенной латеральной изменчивостью.

Для них характерны многократно повторяющиеся последовательности слоев, накопление которых происходило в режиме миграционного трансгрессивно-регрессивного циклогенеза [Романовский, 1985].

К настоящему времени опубликовано значительное количество работ, посвящённых методам изучения цикличности и особенностям строения этих формаций [Ботвинкина и Алексеев, 1991; Буш, 1977; Дафф и др., 1971; Иванов, 1967; Македонов, 1985]. Такие исследования, выполняющиеся в рамках фундаментальной научной проблемы создания теории цикличности седиментации, имеют и существенное практическое значение, поскольку с рассматриваемыми комплексами связаны гигантские запасы углеводородов и углей. В этой ситуации качество стратиграфических построений и минерагенических прогнозов в значительной мере определяется пониманием закономерностей строения слоевых систем, образующихся в результате трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления.

Научная статья

<https://elibrary.ru/XKFDMF>

Получено: 2 июня 2025 г.

Принято: 13 июля 2025 г.

Опубликовано: 30 сентября 2025 г.



© 2025. Автор.

В настоящей статье представлена концептуальная модель циклогенеза в эпиконтинентальных бассейнах с терригенной седиментацией, которая разработана на основе анализа обширного фактического материала. Она отражает общие закономерности строения слоевых систем, формировавшихся за счет миграции обстановок осадконакопления в течение одного цикла подъема и падения уровня моря. Использование этой модели позволяет прогнозировать латеральные изменения последовательностей слоев, представленных в обнажении или керне скважины.

Теоретические положения, ключевые понятия и термины

Осадочные формации, образующиеся в эпиконтинентальных морях, состоят из *парагенераций* [Драгунов, 1973] – простейших систем слоев, формирование которых происходило благодаря трансгрессивно-регрессивным циклам миграции обстановок осадконакопления [Головкинский, 1868; Романовский, 1985; Фролов, 1995; Rutot, 1883]. На сейсмопрофилях они имеют вид линз (клиноформ) и именуются «сеймопакетами» [Шлезингер, 1998]. В секвенс-стратиграфии их называют «парасеквенсы» [Van Wagoner et al., 1990].

Эти трехмерные геологические тела мощностью до 50 м и протяженностью более 100 км не доступны для прямого наблюдения целиком. Непосредственно удается видеть только их случайные вертикальные сечения, представленные в обнажениях или керне скважин. Такие одномерные трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев мы будем именовать *циклотемами* [Шванов, 1992; Weller, 1930]. Синонимами этого термина являются «основной ритм» [Иванов, 1967], «элементарный цикллит» [Македонов, 1985; Трофимук и Карогодин, 1977], «элементарный седиментационный цикл» [Романовский, 1985], «литоцикл» [Ботвинкина и Алексеев, 1991].

Первую структурно-генетическую модель парагенерации разработал Н. А. Головкинский [Головкинский, 1868]. Он, анализируя результаты изучения разрезов перми Камско-Волжского бассейна, показал, что слои песчаников и мергелей облекают известняки, образуя «геологическую чечевицу» (рис. 1).

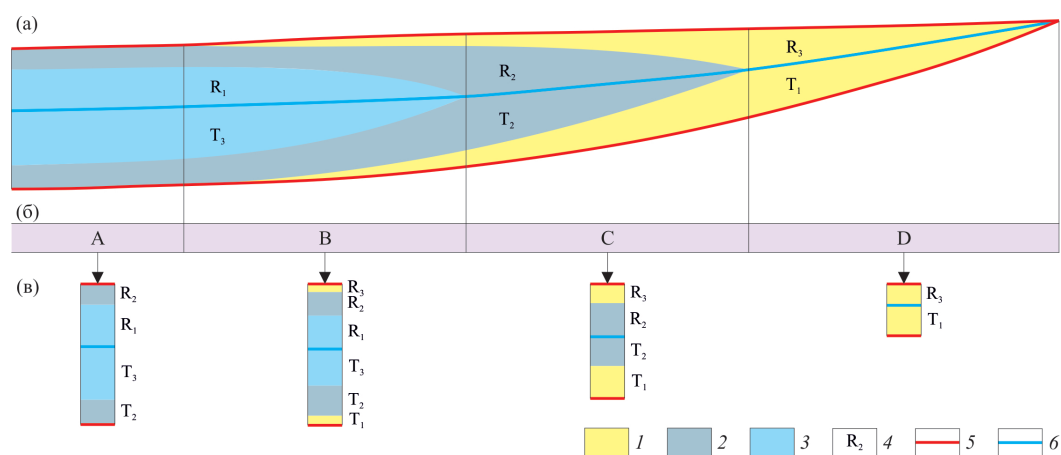


Рис. 1. Геологическая чечевица Головкинского (парагенерация). а – слоевая структура; б – фации А–Д; в – циклотемы. 1–3 – слои: 1 – песчаников, 2 – мергелей, 3 – известняков, 4 – индексы слоев: T₁ – трансгрессивный песчаник, T₂ – трансгрессивный мергель, T₃ – трансгрессивный известняк, R₁ – регрессивный известняк, R₂ – регрессивный мергель, R₃ – регрессивный песчаник; 5 – трансгрессивная поверхность (TS); 6 – поверхность максимального затопления (MFS).

Нижней и верхней границами этого геологического тела являются трансгрессивные поверхности (TS), при пересечении которых фиксируются признаки увеличения глубины бассейна. Трансгрессивную и регрессивную последовательности слоев разделяет поверхность максимального затопления (MFS), над которой появляются признаки обмеления (см. рис. 1, а).

В рассматриваемой автором проксимальной части парагенерации (строение дистальной части не обсуждается) представлены вертикальные сечения 4 типов, (см. [рис. 1, в](#)), что позволяет разделить ее на 4 *фации* – относительно однородные части единого разновозрастного интервала [*Цейслер, 1992*], отличающиеся от смежных особым типом циклотем (см. [рис. 1, б](#)).

Характеристикой каждой фации может служить *идеальная циклотема*, отражающая полный набор слоев, представленных в относительно однородной части парагенерации (см. [рис. 1](#)). Для составления идеальной циклотемы необходимо установить закономерности латеральных вариаций последовательностей слоев в рассматриваемых частных разрезах. Эту задачу помогает решить разработка концептуальной модели седиментации в палеобассейне, поскольку именно миграция обстановок осадконакопления по линиям, перпендикулярным простиранию берега во время трансгрессий и регрессий, является основной причиной формирования слоевой структуры парагенераций [*Головкинский, 1868; Романовский, 1985*].

Материалы и методы

Представляемая работа основана на материалах, собранных автором при описании обнажений и керна скважин суммарной мощностью около 40 000 м. Это разрезы юры – нижнего мел Западной Сибири [*Шишлов, 2024*], верхнего палеозоя Таймырского, Тунгусского и Печорского бассейнов [*Шишлов, 2010*], венда Балтийской синеклизы. Их анализ выполнен на основе интеграции структурно-вещественного [*Шванов, 1992*] и генетического [*Фролов, 1984*] подходов; принципов фациального анализа [*Walter, 1893*] и секвентной стратиграфии [*Позаментьер и Аллен, 2014*].

Процесс исследования, который подробно обсужден в монографии [*Шишлов, 2010*], можно разделить на семь этапов ([рис. 2](#)).

1. Послойное описание разрезов, при котором пристальное внимание уделялось межсоевым границам и первичным признакам пород, заключенных между ними (вещественный состав, структура, текстура, окраска, неорганические включения, ориктоценозы, ихнофоссилии, новообразования). Для уточнения этих характеристик использованы результаты микроскопического изучения шлифов.
2. Типизация слоев по сочетаниям первичных признаков пород и особенностям их изменений [*Шишлов, 2010, 2024*]. Реконструкция условий накопления установленных типов (динамика среды, Eh, pH, соленость) и особенностей их изменений в процессе слоеобразования опирается на публикации [*Буш, 1977; Дельты..., 1979; Зенкович, 1957, 1962; Македонов, 1985; Обстановки осадконакопления..., 1990; Павлидис и Никифоров, 2007; Рейнек и Сингх, 1981; Селли, 1989; Хэллем, 1983*]. При этом использованы энергетические зоны эпиконтинентального бассейна [*Irwin, 1965*]: Z – низкодинамичное мелководье, Y – динамичное мелководье, X – низкодинамичное глубоководье; и зоны рампа [*Burchette and Wright, 1992*]: внутренняя, расположенная выше базиса нормальных волн, средняя – между базисами нормальных и штормовых волн, внешняя – ниже базиса штормовых волн.
3. Составление для каждого исследованного разреза литологической колонки с гранулометрической кривой, которая удобна для анализа вертикальных последовательностей слоев, рассматриваемых как результат миграции энергетических зон палеобассейна.
4. Реконструкция обстановок осадконакопления на трансгрессивных и регрессивных фазах седиментации, которая базируется на генетической интерпретации типов слоев и анализе их вертикальных взаимоотношений на основе фациального закона Вальтера, гласящего, что обстановки формирования согласно залегающих друг на друге пород граничили на площади [*Walter, 1893*].
5. Результаты предыдущего этапа использованы для анализа смены обстановок осадконакопления во времени, которые позволили для каждого частного разреза построить кривую колебания уровня моря и установить положение ключевых поверхностей TS и MFS. Таким образом, определены границы циклотем.

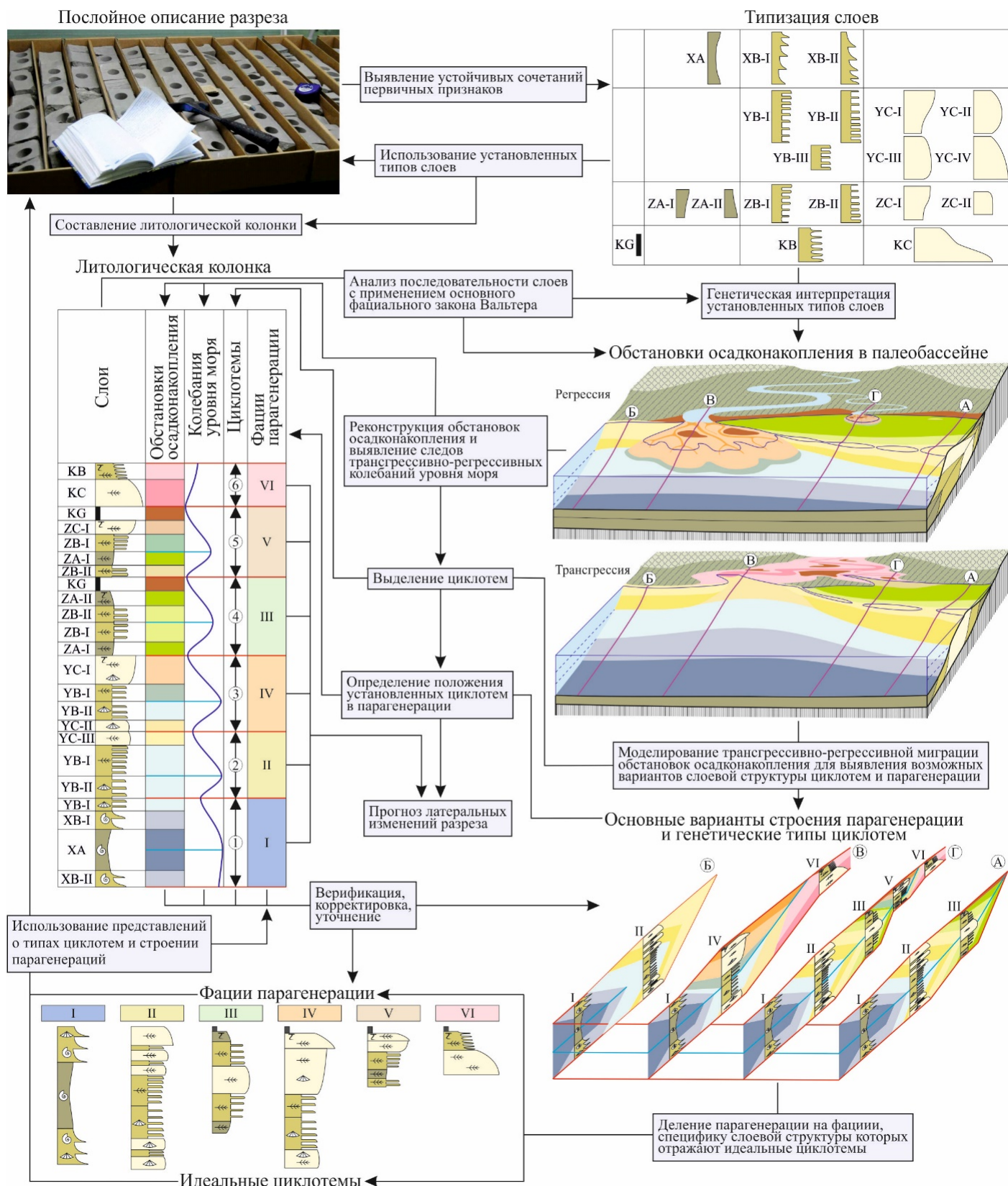


Рис. 2. Схема исследования. Пояснения в тексте.

6. Сравнение строения циклотем и их объединение в группы, так что особенности каждой отражает одна идеальная циклотема – вертикальная последовательность всех типов слоев, представленных в этом множестве.

7. В тесной взаимосвязи с этапом 6 выполнено виртуальное моделирование результатов трансгрессивно-регрессивной миграции обстановок осадконакопления. Оно позволило описать модификации слоевой структуры единой парагенерации и разделить ее на относительно однородные части – фации, охарактеризовав каждую идеальной циклотемой (см. [рис. 2](#)).

Дальнейшая работа включала следующие процедуры ([рис. 3](#)).

1. Детальная корреляция разрезов по кривым колебания уровня моря и изохронным поверхностям TS и MFS. Такой подход принципиально отличается от выполняемых по составу пород и результатам геофизических исследований скважин сопоставлений, которые базируются на прослеживании литологических границ – диахронных согласно правилу Головкинского [[Головкинский, 1868](#)].
2. Построение литолого-генетических профилей по нескольким взаимно пересекающимся линиям, что, по существу, обеспечивает создание трехмерной модели исследуемого стратиграфического интервала, которая отражает пространственно-временные изменения образующих его парагенераций.
3. Составление серии палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени, соответствующих трансгрессивным (Tmax) и регрессивным (Rmax) максимумам.

Обсуждение процесса решения перечисленных выше задач, выходит за тематические рамки настоящей публикации, и они упомянуты здесь по двум причинам.

Во-первых, это обеспечивает верификацию результатов предшествующих этапов исследования (см. [рис. 2](#)). Часто оказывалось необходимым внести коррективы в типизацию слоев, реконструкцию обстановок осадконакопления, схемы строения идеальных циклотем и парагенераций. Такие итерации выполнялись до тех пор, пока не удавалось построить хорошо согласующуюся с фактическим материалом внутренне не противоречивую систему представлений об особенностях эволюции процессов осадконакопления в палеобассейне и формировавшихся при этом слоевых последовательностях.

Во-вторых, именно корреляция разрезов, литолого-генетические профили и палеогеографические схемы (см. [рис. 3](#)) имеют существенное практическое значение, поскольку являются основой прогноза строения геологического пространства при стратиграфических и минерагенических исследованиях.

Результаты

Основным элементом разработанной концептуальной седиментологической модели являются схемы палеогеографической ситуации в эпиконтинентальном бассейне с терригенной седиментацией во время трансгрессии и регрессии ([рис. 4](#)). Они, как показывает практика, позволяют объяснить особенности слоевой структуры абсолютного большинства циклотем, установленных в разрезах.

На [рис. 4](#) линиями А–Г показаны основные варианты латеральных рядов обстановок осадконакопления терригенного рамп с изолированными (см. [рис. 4, А](#)) и открытыми (см. [рис. 4, Б](#)) побережьями, с эстуарием и дельтой открытого (см. [рис. 4, В](#)) и изолированного (см. [рис. 4, Г](#)) побережий в устьях рек. В течение одного цикла подъема и падения уровня моря каждый из этих рядов формировал особое сечение единой парагенерации.

Сечение А образуется в результате миграции обстановок накопления: глубоководных илов; дистальных темпеститов; лоскутных песков; песков подводных валов, разделенных межваловыми депрессиями; песков баров; чередований алевроитов и песков подвижного мелководья лагун; глин и алевроитов малоподвижного мелководья лагун, торфяников прибрежных болот ([рис. 5, а](#)). Возникающую при этом систему слоев можно разделить на три фации: I, II, III (см. [рис. 5, б](#)). Каждую из них удастся идентифицировать в разрезах по циклотемам трех типов, особенности которых отражают идеальные циклотемы (см. [рис. 5, в, г, д](#)): I – низкодинамичного глубоководья; II – динамичного мелководья; III – лагуны.



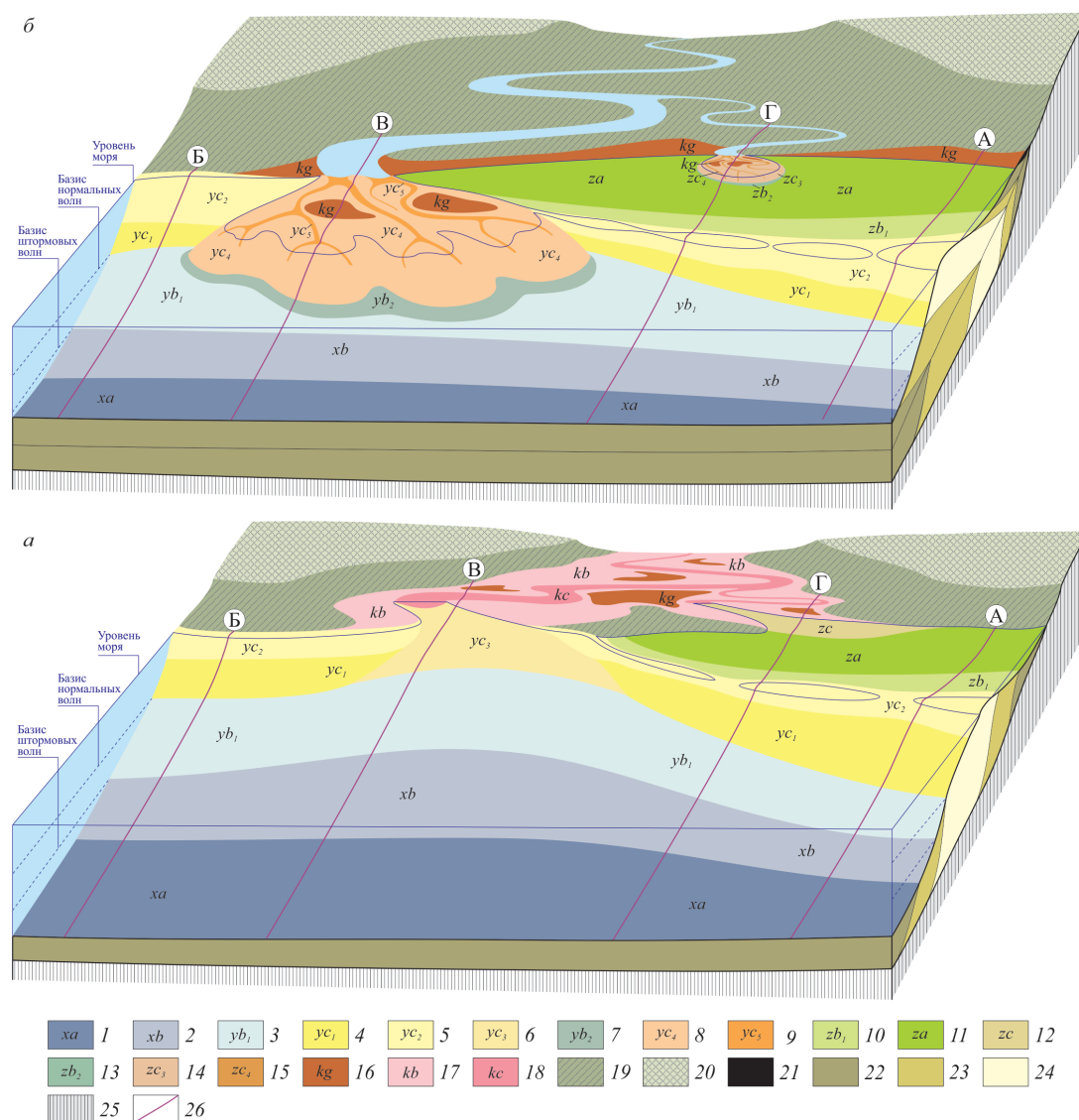


Рис. 4. Обстановки осадконакопления трансгрессивных (а) и регрессивных (б) фаз в эпиконтинентальном бассейне с терригенной седиментацией. 1–19 – обстановки накопления: 1 – глубоководных илов (глин и алевроитов), 2 – дистальных темпеститов (градиационных чередований алевроитов и песков), 3 – лоскутных песков (линзовидно-полосчатых чередований алевроитов и песков), 4 – песков подводных валов, разделенных заиляющимися межваловыми депрессиями, 5 – песков баров и пляжей, 6 – песков эстуариев открытых побережий, 7 – чередований алевроитов и песков проделът открытых побережий, 8 – песков фронта и равнины дельт открытых побережий, 9 – галечников, гравийников, песков промоин и проток дельт открытых побережий, 10 – чередований алевроитов и песков подвижного мелководья лагун, 11 – глин и алевроитов малоподвижного мелководья лагун, 12 – чередований алевроитов и песков эстуариев изолированных побережий, 13 – чередований алевроитов и песков проделът изолированных побережий, 14 – песков фронта и равнины дельт изолированных побережий, 15 – песков промоин и проток дельт изолированных побережий, 16 – торфяников низовых болот, 17 – чередований алевроитов, песков и гравийников речных пойм, 18 – галечников, гравийников и песков речных русел; 19, 20 – геоморфологические элементы суши: 19 – речные долины и прибрежные низменности, 20 – водоразделы; 21–24 – горные породы: 21 – угли, 22 – аргиллиты и алевролиты, 23 – чередования алевролитов и песчаников, 24 – песчаники, гравелиты и конгломераты; 25 – подстилающие породы; 26 – основные варианты латеральных рядов обстановок осадконакопления: А, Б, В, Г.

Фация I формировалась ниже базиса штормовых волн (см. рис. 5, а) за счет преимущественного осаждения алевропелитовых частиц, перемещаемых во взвесах из прибрежных областей приповерхностными и придонными течениями или мутьевыми потоками низкой плотности [Обстановки осадконакопления... , 1990; Рейнек и Сингх, 1981]. Она локализуется в дистальной части парагенерации (см. рис. 5, б) и ее вертикальные сечения (циклотемы низкодинамического глубоководья) представляют собой вариации идеальной последовательности слоев ХВ-II→ХА→ХВ-I (см. рис. 5, в).

В начале трансгрессии на поверхности TS накапливались дистальные темпеститы – глинистые алевролиты с градационными слойками тонкозернистых песков (слой ХВ-II). По мере увеличения глубины доля псаммитовых прослоев постепенно уменьшалась. В конечном счете, оседали только алевропелиты, образующие глубоководные силикатные илы (нижняя трансгрессивная часть слоя ХА). По минимальному количеству алевроитовых частиц и повышенному содержанию примеси органического вещества в средней части слоя ХА можно установить поверхность MFS (см. рис. 5, в).

Увеличение доли алевроитовых частиц в верхней части слоя ХА, вероятно, является следствием начала падения уровня моря. Дальнейшее развитие регрессии приводило к возобновлению накопления дистальных темпеститов и формированию слоя ХВ-I, отличающегося увеличением количества и толщины градационных песчаных слойков к кровле, которая является поверхностью TS (см. рис. 5, в).

Фация II накапливалась в обстановках среднего (между базисами штормовых и нормальных волн) и дистальной части внутреннего рампа (выше базиса нормальных волн) (см. рис. 5, а). Для этой средней части парагенерации (см. рис. 5, б) характерны циклотеми динамического мелководья, особенности которых отражает идеальная циклотема, образованная снизу вверх слоями УС-II→УВ-III→УС-II→УВ-II→УВ-I→УС-III→УВ-III→УС-III→УВ-III→УС-IV (см. рис. 5, г).

При подъеме уровня моря в поясе подводных валов, разделенных межваловыми депрессиями, на поверхности TS формировалось чередование слоев УС-II и УВ-III. Их перекрывают осадки области лоскутных песков – линзовидно-полосчатые чередования, алевропелитов и псаммитов слоя УВ-II. Характерное для него сокращение к верху доли песчаных слойков можно считать следствием снижения влияния штормовых волн при увеличении глубины. Кровля этого слоя является поверхностью MFS (см. рис. 5, г).

Во время регрессии на поверхности MFS в поясе лоскутных песков, накапливался слой УВ-I, который отличается увеличением количества и толщины песчаных слойков от подошвы к кровле, что, вероятно, связано с уменьшением глубины. Выше залегают отложения подводных валов (УС-III) и межваловых депрессий (УВ-III). Разрез венчают песчаники вдольбереговых островных баров, образующие слои УС-IV и УС-III. Их кровля представляет собой поверхность TS (см. рис. 5, г).

Фация III накапливалась в обстановках низкодинамического мелководья за барами (см. рис. 5, а). Она локализуется в проксимальной части сечения А (см. рис. 4) и идентифицируется по циклотемам лагуны. Их специфику отражает последовательность, впервые описанная как «элементарный цикл» угленосных пермских отложений [Македонов, 1961]. Снизу вверх ее образуют слои ЗА-I→ЗВ-I→УС-III→ЗВ-II→ЗА-II→КГ (см. рис. 5, д).

Исследования современных лагун гумидных поясов [Иванов, 1967; Македонов, 1985; Основные закономерности... , 1985; Рейнек и Сингх, 1981] показали, что здесь от берега к бару представлена следующая последовательность: торфяники заболоченного побережья (КГ); алевролиты и глины малоподвижного мелководья (ЗА-I, ЗА-II); чередования глинистых алевролитов и песков подвижного мелководья (ЗВ-I, ЗВ-II); пески тыловой части бара (УС-III) (см. рис. 5, а).

При подъеме уровня моря илы прибрежной застойной области (ЗА-I) перекрывали отложения подвижного мелководья (ЗВ-I). Здесь, во время штормов, за счет перехлеста волн через бар, накапливались тонкозернистые пески, а между штормами – глинистые алевролиты. Островной бар затапливался и мигрировал в сторону берега [Зенкович, 1957; Иванов, 1967], формируя слой УС-III. В его средней части локализуется гранулометрический максимум, маркирующий поверхность MFS (см. рис. 5, д).

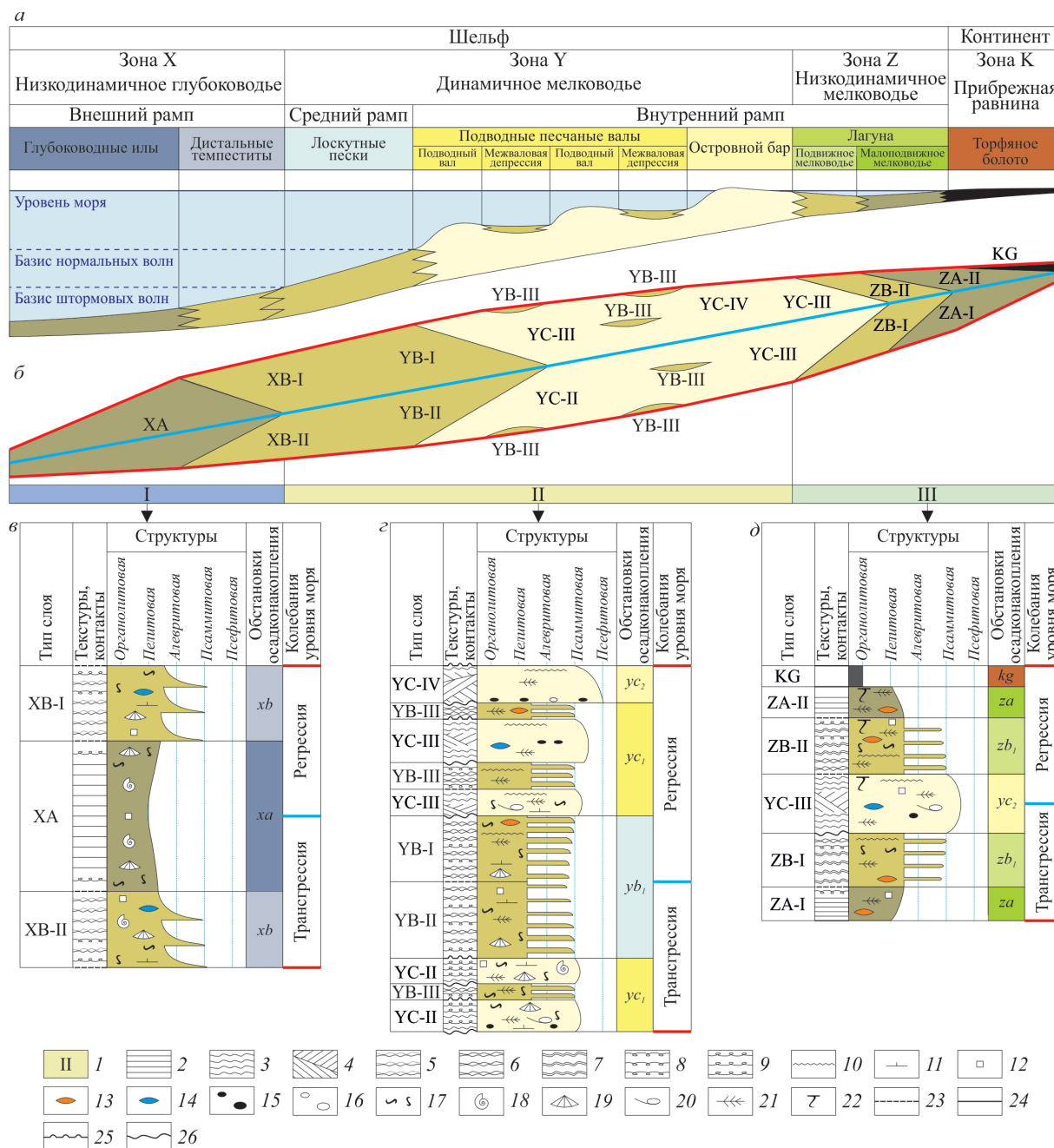


Рис. 5. Обстановки осадконакопления терригенного рампа с изолированным побережьем (а) и формирующееся при их трансгрессивно-регрессивной миграции сечение парагенерации, разделенное на фации I–III (б), которые характеризуют идеальные циклотемы: I – низкодинамичного глубоководья (в), II – динамичного мелководья (г), III – лагуны (д). 1 – фации парагенерации и их номера; 2–4 – слойчатость: 2 – горизонтальная, 3 – волнистая, 4 – косая; 5–7 – чередования: 5 – градационные, 6 – линзовидно-полосчатые, 7 – волнистые; 8–10 – текстуры: 8 – оползания и просадок, 9 – биотурбации; 10 – знаки ряби; 11 – известковистость; 12 – выделения сульфидов; 13, 14 – конкреции: 13 – сидеритовые, 14 – кальцитовые; 15, 16 – гравий и гальки: 15 – местных пород (интракласты), 16 – экзотических пород (экстракласты); 17 – ихнофоссилии; 18–21 – органические остатки: 18 – морской планктон и нектон, 19 – морской бентос, 20 – эвригалинный бентос, 21 – растения, 22 – корни in situ; 23–26 – границы слоев: 23 – постепенная, 24 – горизонтальная, 25 – бугристая, 26 – волнистая. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 4. Линию сечения А см. на рис. 4.

Во время регрессии бар смещался в сторону моря. При этом образовывались острова, и степень изоляции лагуны от открытой акватории увеличивалась. Это приводило к сокращению площади подвижного мелководья (ЗВ-II) и расширению застойной области осаднения илов (ЗА-II). У берега накапливались торфяники низовых болот (КГ), кровля которых является поверхностью TS (см. [рис. 5, д](#)).

Сечение Б является следствием трансгрессивно-регрессивного смещения обстановок терригенного рампа с открытыми побережьями: глубоководных илов; дистальных темпеститов; лоскутных песков; песков подводных валов, разделенных межваловыми депрессиями; песков пляжа (рис. 6, а). Такой латеральный ряд возникает на участках со значительным уклоном донного профиля, который, препятствуя образованию бара, приводит к формированию пляжа [Зенкович, 1957, 1962]. В результате сечения Б состоит из фаций I и II (см. рис. 6, б, в, г), которые описаны выше, а его спецификой является отсутствие фации III.

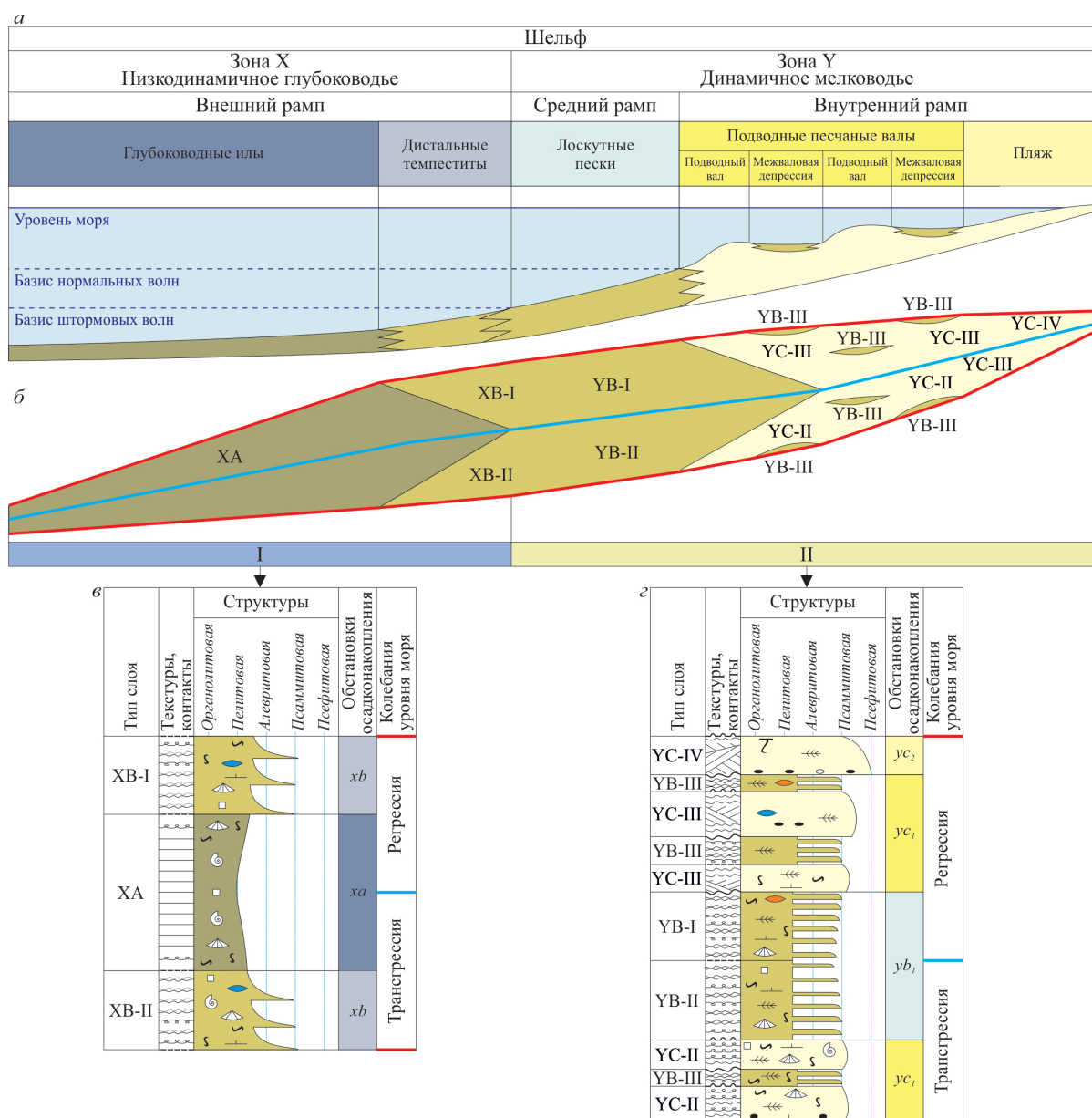


Рис. 6. Обстановки осадконакопления терригенного рамп с открытым побережьем (а) и формирующееся при их трансгрессивно-регрессивной миграции сечение парагенерации, разделенное на фации I, II (б), которые характеризуют идеальные циклотемы: I – низкодинамического глубоководья (в), II – динамического мелководья (г). Условные обозначения см. на рис. 1, 4, 5. Линию сечения Б см. на рис. 4.

Исследования современных побережий [Македонов, 1985; Обстановки осадконакопления... , 1990; Рейнек и Сингх, 1981] показали, что признаки осадков пляжей и баров (особенно островных) очень близки, и сами по себе не способны обеспечить достоверную идентификацию этих объектов. Поэтому циклотемы низкодинамичного глубоководья (фация I) и динамичного мелководья (фация II) можно отнести к сечению Б только выполнив корреляцию частных разрезов и показав, что по направлению к суше фация II выклинивается, сменяясь поверхностью несогласия. Тогда можно считать, что в ее составе представлены отложения пляжей открытых побережий, расположенные вдоль эродируемой суши. Существенную помощь при таком анализе могут оказать сейсмические профили высокого разрешения, к которым привязаны рассматриваемые разрезы.

Сечение В образуется там где в море с открытым побережьем впадает река. На трансгрессивной фазе здесь формируются глубоководные илы; дистальные темпеститы; лоскутные пески; пески подводных валов, разделенных межваловыми депрессиями; пески эстуария; отложения речной долины: галечники, гравийники и пески русла, волнистые чередования алевритов и песков поймы, торфяники низовых болот (рис. 7, а). Во время регрессии накапливаются глубоководные илы; дистальные темпеститы; чередования алевритов и песков продельты; пески фронта и равнины дельты; галечники, гравийники, пески дельтовых промоин и проток; торфяники низовых болот на дельтовой равнине (см. рис. 7, б).

Сечение В состоит из трех фаций (см. рис. 7, в). Это дистальная фация I, характеристика которой уже была дана выше, и две особые фации: центральная IV и проксимальная VI.

Фация IV формировалась в устье реки за счет взаимодействия пресного однонаправленного речного потока и соленых морских вод с преобладающей возвратно-поступательной волновой гидродинамикой. Особенности строения фиксируемых здесь циклотем эстуария и дельты открытого побережья, отражает идеальная циклотема, в которой снизу вверх представлены слои $YC-III \rightarrow YB-II \rightarrow YB-I \rightarrow YC-I \rightarrow YC-IV \rightarrow KG$ (см. рис. 7, д).

Подобные последовательности установлены не только в голоценовых дельтах рек Миссисипи, Кланг, Сенегал [Дельты... , 1979], но и в разрезах палеозоя – мезозоя [Буш, 1977; Дубкова и др., 2022; Селли, 1981; Фролов, 1972, 1984; Хэллем, 1983; Шишлов, 2010; Шишлов и Дубкова, 2021; Шишлов и Журавлев, 2001, 2009].

На трансгрессивном этапе приустьевую часть речной долины затапливало море, и образовывался воронкообразный залив – эстуарий (см. рис. 4, а; 7, а). Здесь на поверхности TS накапливались пески слоя $YC-III$. Благодаря дальнейшему подъему уровня моря их перекрывали осадки среднего рампа – линзовидно-полосчатые чередования алевритов и песков слоя $YB-II$, кровля которого является поверхностью MFS (см. рис. 7, д).

Во время регрессии благодаря понижению базиса эрозии речная долина углублялась [Позаментьер и Аллен, 2014]. Это приводило к увеличению объема твердого стока, и в морской бассейн выдвигалась дельта (см. рис. 4, б; 7, б). При этом происходило: формирование приустьевых баров, подпруживающих речной поток; образование и миграция дельтовых протоков к энергетически наиболее выгодным путям стока, что приводило к возникновению новых и отмиранию прежних дельтовых лопастей; погружение отмерших дельтовых лопастей при уплотнении осадков [Дельты... , 1979; Обстановки осадконакопления... , 1990; Павлидис и Никифоров, 2007; Рейнек и Сингх, 1981]. В результате на поверхности MFS накапливались: отложения продельты ($YB-I$) – чередования алевритов глинистых и песков тонкозернистых, нарушенные текстурами оползания; пески фронта дельты и дельтовой равнины ($YC-I$) от тонкозернистых внизу до среднезернистых сверху с остатками бентоса и фрагментами наземных растений; пески дельтовых промоин и протоков ($YC-IV$), у основания крупнозернистые с гравием и галькой, а у кровли мелкозернистые с остатками корневых систем *in situ*; торфяники низовых болот дельтовой равнины (слой KG), кровля которых является поверхностью TS (см. рис. 7, д).

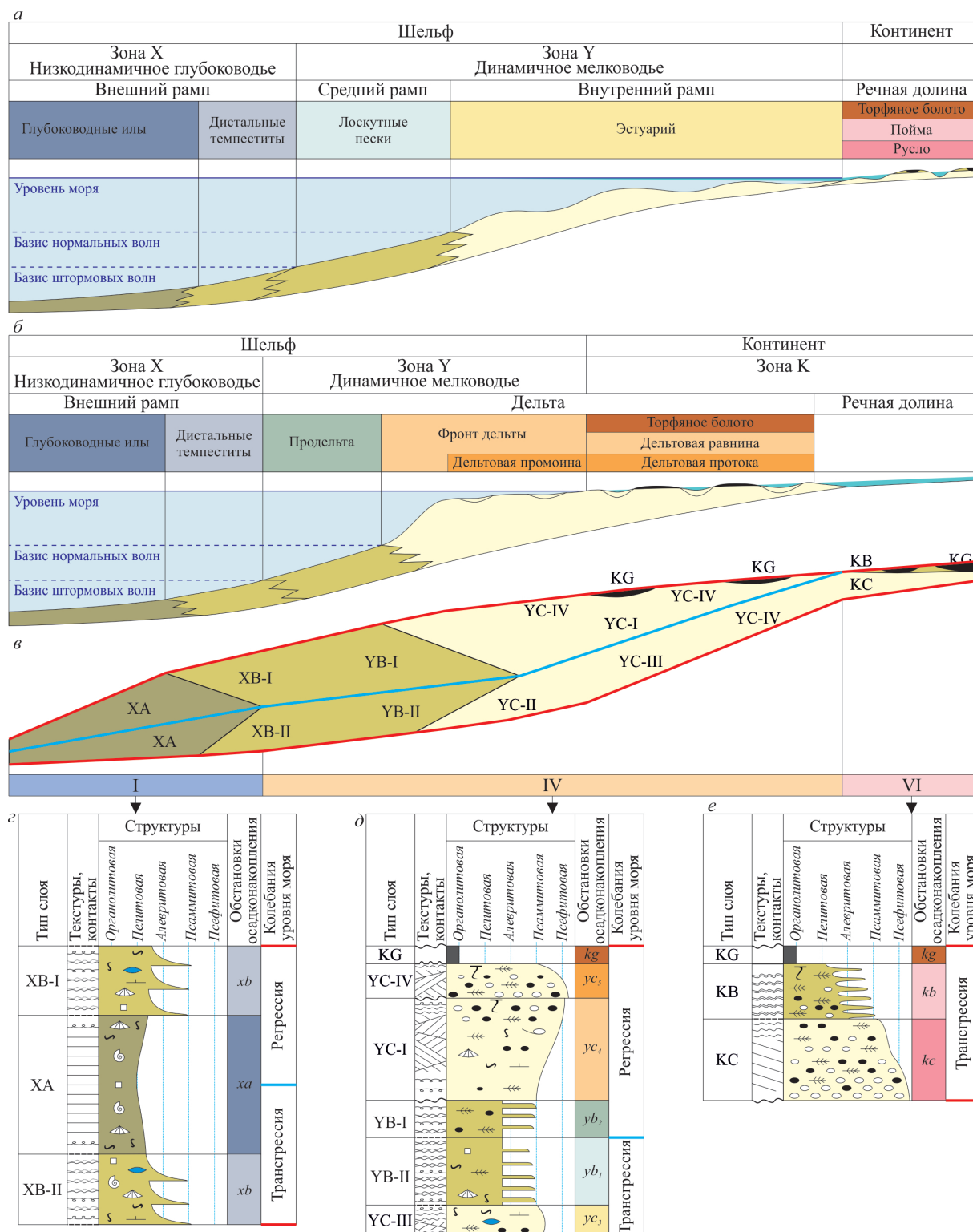


Рис. 7. Обстановки осадконакопления терригенного рампа с эстуарием и дельтой открытого побережья в устье реки на трансгрессивной (а) и регрессивной (б) фазах седиментации и формирующееся при их миграции сечение парагенерации, разделенное на фации I, IV, VI (в), которые характеризуют идеальные циклотемы: I – низкодинамичного глубоководья (г), IV – эстуария и дельты открытого побережья (д), VI – реки (е). Условные обозначения см. на рис. 1, 4, 5. Линию сечения В см. на рис. 4.

Фация VI накапливалась на трансгрессивной фазе седиментации (см. рис. 4, а; 7, а) при заполнении осадками переуглубленных речных долин [Позаментьер и Аллен, 2014] и образует проксимальную часть сечения В (см. рис. 7, в). Специфику ее слоевой структуры отражают циклотемы реки, которые залегают с размывом на подстилающих отложениях, отличаются уменьшением гранулометрического состава пород от псефитовых у основания до пелитовых вверху, и характерны для континентальных толщ разного возраста [Ботвинкина и Алексеев, 1991; Буш, 1977; Дафф и др., 1971; Обстановки осадконакопления. . ., 1990; Рейнек и Сингх, 1981; Селли, 1989; Хэллем, 1983; Шванов, 1992; Шишлов, 2024; Шишлов и Дубкова, 2021]. В идеальной циклотеме снизу вверх представлены слои КС→КВ→КГ (см. рис. 7, е).

Подъем уровня моря приводил к накоплению в русле реки слоя КС, сложенного у основания осадками стрежневой части потока (гравелиты и грубозернистые песчаники), которые кверху, за счет меандрирования, сменяют накопления прибрежных отмелей с замедленной скоростью течения (песчаники от крупно- до мелкозернистых). Благодаря продолжающейся боковой миграции потока на осадках русла залегают отложения поймы [Селли, 1989], образующие слой КВ – чередование алевролитов глинистых с остатками корней и песчаников разнотернистых, содержащих гравий. Низменные участки поймы и старицы заболачивались, и здесь формировались торфяники, образующие слой КГ (см. рис. 7, б).

При падении уровня моря доминировала донная эрозия и речные долины углублялись [Позаментьер и Аллен, 2014]. В это время (см. рис. 4, б; 7, б) формировалась эрозионная поверхность в основании следующей циклотемы (см. рис. 7, е).

Сечение Г является вариацией сечения А, в проксимальной части которого локализуются осадки реки, впадавшей в лагуну (см. рис. 4). Здесь представлены фации I–III (рассмотрены при описании сечения А), V и VI (рис. 8). Характеристика последней дана при описании сечения В.

Фация V формировалась в устье впадающей в лагуну реки. Для нее характерны циклотемы эстуария и дельты изолированного побережья, которые являются вариациями идеальной последовательности ZB-II→ZA-I→ZB-I→ZC-I→ZC-II→KГ (см. рис. 8, д).

Такие циклотемы были впервые установленных в пермских разрезах Таймырского и Печорского бассейнов [Шишлов, 2010], а затем и в керне из юры – нижнего мела Западной Сибири [Шишлов, 2024]. Они напоминают циклотемы эстуария и дельты открытого побережья фации IV, но отличаются низкой долей псефитовых обломков (особенно экстракластовых) и грубозернистых песчаных разностей; плохой сортировкой и повышенной глинистостью псефитов и псаммитов; отсутствием остатков морской фауны и обилием фрагментов континентальной флоры. Перечисленные особенности, по-видимому, связаны со спецификой приемного бассейна – лагуны, которая, в отличие от открытого моря, имела пониженную соленость и низкую гидродинамику, что было причиной слабой сортировки принесенного рекой материала. Кроме того, поскольку лагуны образуются при незначительных уклонах поверхности [Зенкович, 1957, 1962], впадающие в них реки имеют небольшую скорость течения и перемещают преимущественно «тонкие» частицы. При этом основным критерием отнесения наблюдаемых в разрезах циклотем к фации V является парагенетическая связь с осадками лагуны, которые входят в состав их трансгрессивной части, замещают по латерали, образуют подстилающие и перекрывающие слои.

При повышении уровня моря (см. рис. 8, а) устье реки, впадавшей в лагуну, превращалось в эстуарий. Благодаря накоплению аллювия в переуглубленной долине [Позаментьер и Аллен, 2014] здесь возникал дефицит осадочного материала, и волновая зыбь перераспределяла накопившиеся ранее отложения, формируя на поверхности TS чередование алевритового и песчаного материала слоя ZB-II. На нем залегают алевропелитовые отложения малоподвижного мелководья лагуны – слой ZA-I, кровля которого представляет собой поверхность MFS (см. рис. 8, д).

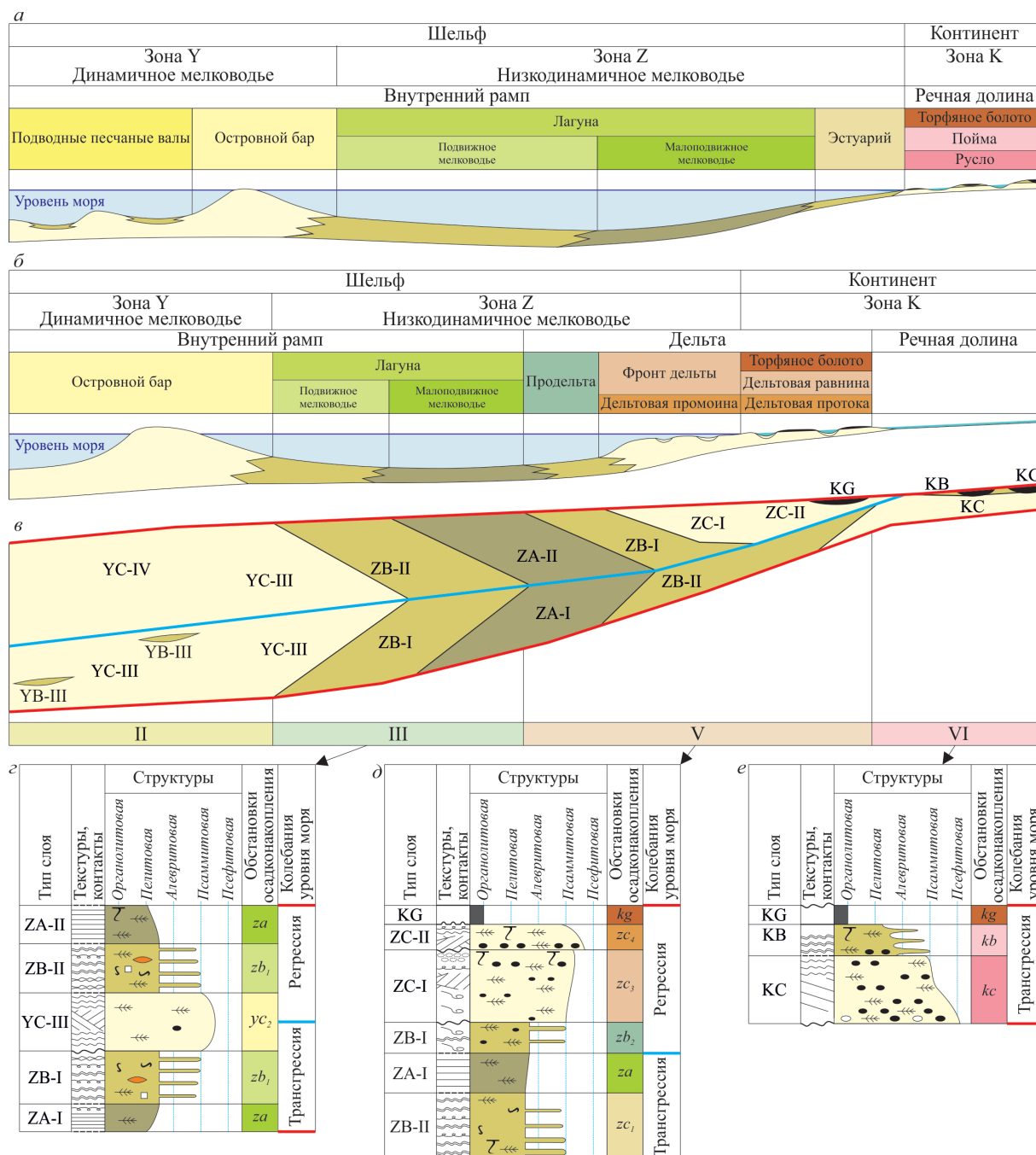


Рис. 8. Обстановки осадконакопления внутреннего рампа с эстуарием и дельтой в устье реки, впадающей в лагуну, на трансгрессивной (а) и регрессивной (б) фазах седиментации и формирующееся при их миграции сечение, разделенное на фации II, III, V, VI (в), которые характеризуют идеальные циклотемы: II – лагуны (г), V – эстуария и дельты изолированного побережья (д), VI – реки (е). Условные обозначения см. на рис. 1, 4, 5. Линию сечения Г см. на рис. 4.

При падении уровня моря (см. рис. 8, б) объем твердого стока реки увеличивался, и в лагуну выдвигалась дельта. Алевропелитовые частицы выносились дальше, формируя проделту (ZB-I). Выше залегают пески дельты (ZC-I) и песчаный материал, заполнявший дельтовые промоины и протоки (ZC-II). На заболоченных участках дельтовой равнины накапливались торфяники, образующие слой KG, кровля которого является поверхностью MFS (см. рис. 8, д).

Заключение

В результате предпринятого исследования удалось создать обоснованную обширным фактическим материалом внутренне не противоречивую концептуальную седиментологическую модель, описывающую слоевую структуру парагенераций, сформировавшихся в эпиконтинентальных палеобассейнах гумидных умеренных климатических поясов за счет миграции обстановок осадконакопления при подъёме и падении уровня моря.

По существу, это новый, достаточно эффективный инструмент изучения сероцветных терригенных осадочных формаций, вне зависимости от их возраста, геотектонической позиции и пространственного расположения. Он позволяет оптимизировать работу по описанию разрезов, обеспечивая переход от рутинной констатации вертикальной смены литологических разностей к осмысленному «чтению» записи геологических событий; дает возможность выполнить детальную корреляцию разрезов и прогнозировать их латеральные изменения.

При этом следует понимать, что предложенная модель отражает только самые общие закономерности строения трехмерных осадочных тел, формирующихся в течение одного трансгрессивно-регрессивного цикла осадконакопления. В процессе исследования конкретных объектов ее необходимо уточнять, корректировать и детализировать по результатам описания разрезов, каротажа и сеймики.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность Ю. В. Ростовцевой и В. Г. Кузнецову за ценные замечания при подготовке статьи. Исследование выполнено в рамках госзадания ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003)

Список литературы

- Ботвинкина Л. Н. и Алексеев В. П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. — Свердловск : Изд-во Уральск. гос. ун-та, 1991. — 336 с.
- Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках: методика исследований / под ред. Н. М. Еременко. — М. : Мир, 1977. — 216 с.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. — СПб. : Тип. Имп. Академии наук, 1868. — 192 с.
- Дафф П., Халлам А. и Уолтон Э. Цикличность осадконакопления / под ред. В. Е. Хаина. — М. : Мир, 1971. — 284 с.
- Дельты - модели для изучения / под ред. М. Бруссард. — М. : Недра, 1979. — 323 с.
- Драгунов В. И. Геологические формации. — Л. : Недра, 1973. — 24 с.
- Дубкова К. А., Шишлов С. Б., Кузнецов А. Б. и др. История формирования отложений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2022. — Т. 30, № 6. — С. 46–66. — <https://doi.org/10.31857/S0869592X22060059>.
- Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Труды Ин-та океанологии АН СССР. — 1957. — Т. XXI. — С. 3–39.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — 710 с.
- Иванов Г. А. Угленосные формации. — Л. : Наука, 1967. — 408 с.
- Македонов А. В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций // Угленосные формации некоторых регионов СССР / под ред. Н. Ф. Карпова. — М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1961. — С. 147–186.
- Македонов А. В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. — Л. : Недра, 1985. — 242 с.
- Обстановки осадконакопления и фации: в 2 т. Том 1 / под ред. Х. Рединга и П. П. Тимофеева. — М. : Мир, 1990. — 352 с.
- Основные закономерности строения и образования угленосных формаций и методика прогноза угленосности / под ред. Г. А. Иванова, Н. В. Иванова и А. В. Македонова. — Л. : Недра, 1985. — 255 с.
- Павлидис Ю. А. и Никифоров С. Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. — М. : Наука, 2007. — 455 с.
- Позаментьер Г. В. и Аллен Дж. П. Секвенсная стратиграфия терригенных отложений. Основные принципы и применение. — М.; Ижевск : ИКИ, 2014. — 436 с.

- Рейнек Г.-Э. и Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) / под ред. А. В. Коченова. — М. : Недра, 1981. — 439 с.
- Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. — Л. : Недра, 1985. — 263 с.
- Селли Р. К. Введение в седиментологию / под ред. В. Н. Холодова. — М. : Недра, 1981. — 370 с.
- Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления. — М. : Недра, 1989. — 294 с.
- Трофимук А. А. и Карогодин Ю. Н. Место слоевых ассоциаций (циклитов) среди природных тел геологического уровня организации материи и принципы их выделения // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. — Новосибирск : Изд-во АН СССР, Сиб. отд.; Ин-т геологии и геофизики, 1977. — С. 3–47.
- Фролов В. Т. О происхождении ритмичности дельтовых угленосных толщ // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. — 1972. — Т. 47, № 4. — С. 111–124.
- Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. — М. : Недра, 1984. — 222 с.
- Фролов В. Т. Литология. Том 3. — М. : Изд-во Моск. ун-та, 1995. — 352 с.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность / под ред. Д. П. Найдин. — М. : Мир, 1983. — 328 с.
- Цейслер В. М. Анализ геологических формаций. — М. : Недра, 1992. — 140 с.
- Шванов В. Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). — СПб. : Недра, 1992. — 230 с.
- Шишлов С. Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. — СПб. : ЛЕМА, 2010. — 276 с.
- Шишлов С. Б. Атлас циклотем юры - нижнего мела Западной Сибири. — СПб. : ЛЕМА, 2024. — 191 с.
- Шишлов С. Б. и Дубкова К. А. Обстановки осадконакопления и эволюция палеогеографической ситуации при формировании верхнепалеозойских терригенных отложений Таймыра // Литология и полезные ископаемые. — 2021. — № 6. — С. 538–552. — <https://doi.org/10.31857/S0024497X21060069>.
- Шишлов С. Б. и Журавлев А. В. Строение и обстановки накопления пограничных отложений нижнего и верхнего отделов пермской системы в разрезе по р. Кожим (Приполярный Урал) // Литология и полезные ископаемые. — 2001. — № 3. — С. 296–303.
- Шишлов С. Б. и Журавлев А. В. Особенности строения и механизмы формирования прибрежных терригенных отложений пермских эпиконтинентальных бассейнов Севера России // Литология и полезные ископаемые. — 2009. — № 3. — С. 297–311.
- Шлезингер А. Е. Региональная сеймостратиграфия. — М. : Научный мир, 1998. — 144 с.
- Burchette T. P. and Wright V. P. Carbonate ramp depositional systems // Sedimentary Geology. — 1992. — Vol. 79, no. 1–4. — P. 3–57. — [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-a](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-a).
- Irwin M. L. General Theory of Epeiric Clear Water Sedimentation // AAPG Bulletin. — 1965. — Vol. 49. — P. 445–459. — <https://doi.org/10.1306/a6633632-16c0-11d7-8645000102c1865d>.
- Rutot A. Les Phénomènes de la sédimentation marine, étudiés dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale // Bulletin du Musée Royal, d'Histoire Naturelle de Belgique. — 1883. — Vol. II, no. 1. — P. 64–78. — (In French).
- Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Campion K. M., et al. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts of high-resolution correlation of time and facies. — The American Association of Petroleum Geologists, 1990. — 75 p.
- Walter J. Einleitung in Die Geologie Als Historische Wissenschaft: Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse // Lithogenesis der Gegenwart. — Jena : Gustav Fischer, 1893. — P. 535–1055. — (In German).
- Weller J. M. Cyclical Sedimentation of the Pennsylvanian Period and Its Significance // The Journal of Geology. — 1930. — Vol. 38, no. 2. — P. 97–135. — <https://doi.org/10.1086/623695>.

GENERAL REGULARITIES OF A SEDIMENTARY CYCLES IN EPICONTINENTAL BASINS WITH TERRIGENOUS SEDIMENTATION

S. B. Shishlov** 

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Science, Saint Petersburg, Russia

**Correspondence to: Sergey Shishlov, sshishlov@mail.ru

RESEARCH ARTICLE

Received: June 2, 2025

Accepted: July 13, 2025

Published: September 30, 2025



© 2025. The Authors.

The results of facies analyses of Jurassic-Lower Cretaceous sections of Western Siberia, the Upper Palaeozoic of the Taimyr, Tunguska and Pechora basins, and the Vendian deposits of the Baltic Syncline are summarised. Has been developed the conceptual sedimentological model describing the migration of depositional conditions during sea level changes in epicontinental paleobasins of humid climate. General regularities of the structure of transgressive-regressive layer sequences were established. The results obtained represent an effective tool for paleogeographic reconstructions and sequential analysis of terrigenous grey facies in geologic history regrades of their geotectonic position and paleogeography location.

Keywords: epicontinental seas, humid climate, sedimentary cyclicity, transgressive regressive cycles, sedimentation environments, sedimentological model.

Citation: Shishlov S. B. (2025), General regularities of a sedimentary cycles in epicontinental basins with terrigenous sedimentation, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4012, <https://doi.org/10.2205/2025ES001041>, EDN: XKFDMF

References

- Basic regularities of structure and formation of coal-bearing formations and methods of coal-bearing forecast / ed. by G. A. Ivanov, N. V. Ivanov and A. V. Makedonov. — L. : Nedra, 1985. — 255 p. — (In Russian).
- Botvinkina L. N. and Alekseev V. P. Cyclicity of Sedimentary Layers and Methods of Its Study. — Sverdlovsk : Ural State University, 1991. — 336 p. — (In Russian).
- Burchette T. P. and Wright V. P. Carbonate ramp depositional systems // *Sedimentary Geology*. — 1992. — Vol. 79, no. 1–4. — P. 3–57. — [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-a](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-a).
- Busch D. A. Stratigraphic Traps in Sandstones-Exploration Techniques. — Tulsa, Oklahoma, U.S.A. : The American Association of Petroleum Geologists, 1977.
- Deltas Models for Exploration / ed. by M. L. Broussard. — Houston : Geological Society, 1975.
- Dragunov V. I. Geological formations. — L. : Nedra, 1973. — 24 p. — (In Russian).
- Dubkova K. A., Shishlov S. B., Kuznetsov A. B., et al. Formation History of the Valanginian Deposits, Southwestern and Central Crimea // *Stratigraphy and Geological Correlation*. — 2022. — Vol. 30, no. 6. — P. 498–517. — <https://doi.org/10.1134/s0869593822060053>.
- Duff P. McL. D., Hallam A. and Walton E. K. Cyclic sedimentation. — London, New York : Elsevier, 1967.
- Frolov V. T. On the Origin of the Rhythm of Delta Coal-Bearing Formations // *Byul. Mosk. obshchestva ispyt. prirody. Otd. geol.* — 1972. — Vol. 47, no. 4. — P. 111–124. — (In Russian).
- Frolov V. T. Genetic typing of marine sediments. — M. : Nedra, 1984. — 222 p. — (In Russian).
- Frolov V. T. Lithology. Volume 3. — M. : Moscow University, 1995. — 352 p. — (In Russian).
- Golovinsky N. A. On the Permian formation in the central part of the Kama-Volga basin. — St. Petersburg : Imperial Academy of Sciences, 1868. — 192 p. — (In Russian).
- Hallam A. Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. — Oxford, San Francisco : W. H. Freeman, Company, 1981.

- Irwin M. L. General Theory of Epeiric Clear Water Sedimentation // AAPG Bulletin. — 1965. — Vol. 49. — P. 445–459. — <https://doi.org/10.1306/a6633632-16c0-11d7-8645000102c1865d>.
- Ivanov G. A. Coal-bearing formations. — L. : Nauka, 1967. — 408 p. — (In Russian).
- Makedonov A. V. Formations of the Pechora Basin and Some Regularities of the Formation and Development of Coal-Bearing Formations // Coal-Bearing Formations of Some Regions of the USSR / ed. by N. F. Karpova. — M.; L. : USSR Academy of Sciences, 1961. — P. 147–186. — (In Russian).
- Makedonov A. V. Methods of lithofacies analysis and typification of sediments of humid zones. — L. : Nedra, 1985. — 242 p. — (In Russian).
- Pavlidis Yu. A. and Nikiforov S. L. Morpholithogenesis environments in the coastal zone of the World Ocean. — M. : Nauka, 2007. — 455 p. — (In Russian).
- Posamentier H. W. and Allen G. P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications. — Tulsa, Oklahoma, U.S.A. : SEPM, 1999.
- Reineck H.-E. and Singh I. B. Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics. — Springer-Verlag, 1975.
- Romanovsky S. I. Dynamic sedimentation regimes. Cyclogenesis. — L. : Nedra, 1985. — 263 p. — (In Russian).
- Rutot A. Les Phénomènes de la sédimentation marine, étudiés dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale // Bulletin du Musée Royal, d'Histoire Naturelle de Belgique. — 1883. — Vol. II, no. 1. — P. 64–78. — (In French).
- Schlezinger A. E. Regional Seismostratigraphy. — M. : Scientific World, 1998. — 144 p. — (In Russian).
- Sedimentary Environments and Facies. Second Edition / ed. by H. G. Reading. — Blackwell Scientific Publications, 1986.
- Selley R. C. An Introduction to Sedimentology. — London, New York, San Francisco : Academic Press, 1976.
- Selley R. C. Ancient Sedimentary Environments and their Sub-Surface Diagnosis. — London : Chapman, Hall, 1985.
- Shishlov S. B. Structural and genetic analysis of sedimentary formations. — St. Petersburg : LEMA, 2010. — 276 p. — (In Russian).
- Shishlov S. B. Atlas of cyclothems of the Jurassic - Lower Cretaceous of Western Siberia. — St. Petersburg : LEMA, 2024. — 191 p. — (In Russian).
- Shishlov S. B. and Dubkova K. A. Depositional Environments and Paleogeographic Evolution during the Formation of Upper Paleozoic Terrigenous Rocks in Taimyr // Lithology and Mineral Resources. — 2021. — Vol. 56, no. 6. — P. 509–522. — <https://doi.org/10.1134/S0024490221060067>.
- Shishlov S. B. and Zhuravlev A. V. Structure and accumulation environments of boundary deposits of the lower and upper sections of the Permian system in the section along the Kozhim River (Subpolar Urals) // Litologiya i Poleznye Iskopaemye. — 2001. — No. 3. — P. 296–303. — (In Russian).
- Shishlov S. B. and Zhuravlev A. V. The structure and mechanisms of the formation of coastal terrigenous rocks in Permian epicontinental basins of northern Russia // Lithology and Mineral Resources. — 2009. — Vol. 44, no. 3. — P. 270–283. — <https://doi.org/10.1134/S0024490209030067>.
- Shvanov V. N. Structural and material analysis of sedimentary formations (beginnings of lithography). — St. Petersburg : Nedra, 1992. — 230 p. — (In Russian).
- Trofimuk A. A. and Karogodin Yu. N. The Place of Layered Associations (Cyclites) Among Natural Bodies of the Geological Organization Level of Matter and the Principles of Their Identification // Theoretical and Methodological Issues of Sedimentation Cyclicity. — Novosibirsk : Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Siberian Branch; Institute of Geology, Geophysics, 1977. — P. 3–47. — (In Russian).
- Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Campion K. M., et al. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts of highresolution correlation of time and facies. — The American Association of Petroleum Geologists, 1990. — 75 p.
- Walter J. Einleitung in Die Geologie Als Historische Wissenschaft: Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse // Lithogenesis der Gegenwart. — Jena : Gustav Fischer, 1893. — P. 535–1055. — (In German).
- Weller J. M. Cyclical Sedimentation of the Pennsylvanian Period and Its Significance // The Journal of Geology. — 1930. — Vol. 38, no. 2. — P. 97–135. — <https://doi.org/10.1086/623695>.
- Zeisler V. M. Analysis of geological formations. — M. : Nedra, 1992. — 140 p. — (In Russian).
- Zenkovich V. P. On the origin of beach bars and lagoon shores // Proceedings of the Institute of Oceanology of the USSR Academy of Sciences. — 1957. — Vol. XXI. — P. 3–39. — (In Russian).
- Zenkovich V. P. Fundamentals of the doctrine of the development of sea coasts. — M. : USSR Academy of Sciences, 1962. — 710 p. — (In Russian).

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ КРОВЛИ НЕФТЕНОСНОГО ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЕЛИЗАРОВСКОМ ПРОГИБЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Ю. В. Ростовцева^{1*}, В. Д. Немова^{2,3}, Н. В. Немченко⁴, С. В. Томасенко⁴, В. В. Пустыльникова⁴

¹Геофизический центр Российской академии наук (ГЦ РАН), Москва, Россия

²ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия

³РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва, Россия

⁴Апрелевское отделение Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института (ВНИГНИ), Апрелевка, Московская область, Россия

* **Контакт:** Юлиана Валерьевна Ростовцева, yu.rostovtseva@gcras.ru

Рассматриваются результаты петрогенетической типизации кислых вулканитов (дацит-риолитового состава) кровли нефтеносного доюрского комплекса месторождения, расположенного в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты. Этот комплекс вулканитов имеет сложное строение и по результатам опробования скважин характеризуется крайне высокой изменчивостью продуктивности пород, неравномерной обводненностью, вероятно, наличием нескольких уровней водонефтяных контактов. Изучение кернового материала (около 850 пог. м) и пород в шлифах (1320 штук), а также применение высокоточных методов исследований (например, микронного и рентгенофазового анализов) позволили на основе вещественных, структурных и текстурных признаков выделить 32 типа пород, объединенных в 7 групп сходных образований. В результате генетической интерпретации строения пород установлено присутствие в разрезе лав, лавобрекчий/кластолав, лавокластитов, туфов, озерных отложений без и с наличием пирокластики, а также метасоматитов. Образования первых четырех генетических типов в рассматриваемом комплексе пород преобладают. В изучаемых вулканитах достоверные признаки развития горизонтов кор выветривания не выявлены. Вулканиты характеризуются разной степенью вторичной преобразованности, в которых формирование улучшенных коллекторских свойств происходило в основном за счет выщелачивания, происходившего под действием растворов на глубине, а также возникновения трещиноватости. Наилучшими коллекторскими свойствами отличаются в основном эффузивы с перлитовой текстурой, вулканокластиты и эффузивы миндалекаменные. Вулканитам с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) характерны значения пористости до 25–28% и проницаемости до первых десятков мД.

Ключевые слова: вулканиты, петротипы, генотипы, коллекторские свойства, доюрский комплекс, Западно-Сибирская плита.

Цитирование: Ростовцева Ю. В., Немова В. Д., Немченко Н. В., Томасенко С. В., Пустыльникова В. В. Петрогенетическая типизация кислых вулканитов кровли нефтеносного доюрского комплекса месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4013. — DOI: 10.2205/2025es001042 — EDN: DMLDTW

Научная статья

<https://elibrary.ru/DMLDTW>

Получено: 2 июня 2025 г.

Принято: 13 июля 2025 г.

Опубликовано: 30 сентября 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

Введение

Как известно, Западно-Сибирский осадочный мегабассейн состоит из двух этажей нефтегазоносности: доюрского и юрско-кайнозойского. В доюрском комплексе (ДЮК) Западно-Сибирской плиты обнаружено около 41 залежи углеводородов и 37 непромышленных притоков нефти и газа, приуроченных к палеозойским и триасовым толщам

[Шеин, 2006]. Заметная часть этих нефтепроявлений выявлена в кровле доюрских образований, среди которых могут встречаться и вулканогенные породы. Изучение нефтенасыщенных вулканитов, относящихся преимущественно к породам первично в основном непроницаемым, вызывает особый интерес, учитывая своеобразие формирования в них коллекторских свойств и сложность их строения.

В пределах изучаемого месторождения, в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты, в кровле нефтеносного доюрского комплекса выделяется толща кислых вулканитов, которые до сих пор остаются недостаточно изученными. Часть исследователей считает, что нефтепроявление в них полностью или частично может быть связано с развитием горизонтов кор выветривания, формирующимся по этим образованиям [Смирнова и др., 2024; Хромова и др., 2015]. По другим данным [Шмаков и др., 2023], метасоматические процессы, включающие выщелачивание, могли приводить к увеличению пустотности. Этот комплекс вулканитов по результатам опробования скважин характеризуется крайне высокой изменчивостью продуктивности пород, неравномерной обводненностью, вероятно, наличием нескольких уровней водонепроницаемых контактов. Неоднократно рассматриваемые породы ДЮК были типизированы по различным критериям [Смирнова и др., 2024]. Большой объем разносторонних исследований выполнен в части интерпретации данных сейсморазведки, направленных на картирование областей с повышенными ФЕС, многочисленных тектонических нарушений [Смирнов и др., 2022; Смирнова и др., 2024; Хромова и др., 2015; Шмаков и др., 2023]. Тем не менее, вопросов о строении этих вулканитов еще остается достаточно много, в связи с чем возникла необходимость в проведении более глубокого анализа кернового материала.

В данной статье рассматриваются результаты разработки петрогенетической типизации исследуемых продуктивных вулканитов, включающей выделение разностей пород, их генетическую интерпретацию, а также оценку коллекторских свойств.

Характеристика изучаемых образований

Изучаемое месторождение находится в центральной части Фроловской мегавпадины Западно-Сибирской плиты в пределах Елизаровского прогиба (рис. 1). Елизаровский прогиб, простирающийся с юго-востока на северо-запад на 143 км при ширине 54 км, ограничен на западе Красноленинским сводом, на северо-востоке – Верхнелинским валом, на востоке – Сыньеганской террасой, на юге – седловиной, отделяющей рассматриваемую структуру от Южно-Елизаровского прогиба [Сурков и Жеро, 1981; Тектоническая карта. . ., 1998]. Месторождение имеет площадь 15 × 20 км.

Дюровский комплекс, в пределах исследуемого месторождения, представлен мощными вулканогенными толщами преимущественно дацит-риолитового состава [Конторович и др., 1975; Смирнова и др., 2024]. Мощность вулканитов, кровля которых вскрывается на глубинах около 2700 м и ниже, по геофизическим данным составляет не менее 400 м. На сейсмических профилях вулканогенная толща характеризуется серией полого залегающих отражающих поверхностей с крутопадающими разрывными нарушениями амплитудами до 100 м. Отложения ДЮК делятся на блоки, что обусловлено развитием двух систем тектонических нарушений субмеридионального и СЗ-ЮВ простирания.

Кислые вулканиты с юго-запада граничат с позднепротерозойскими высокотемпературными метаморфитами фундамента Красноленинского свода, с северо-востока – с палеозойскими карбонатными образованиями [Шадрина, 2018]. В центральной части месторождения кровля пермско-триасовых вулканитов перекрывается юрскими терригенными отложениями заводоуковской серии [Булыникова и др., 1972], а на флангах – триасовыми терригенными толщами челябинской серии [Пучков, 2010].

Полученные возрастные датировки U-Pb методом по цирконам свидетельствуют о приуроченности кислых вулканитов к пермско-триасовому этапу магматизма ($266,0 \pm 4,0$ – $246,4 \pm 3,5$ млн лет [Шадрина, 2018] и 254 ± 2 – $248,2 \pm 1,3$ млн лет [Смирнова и др., 2024]).

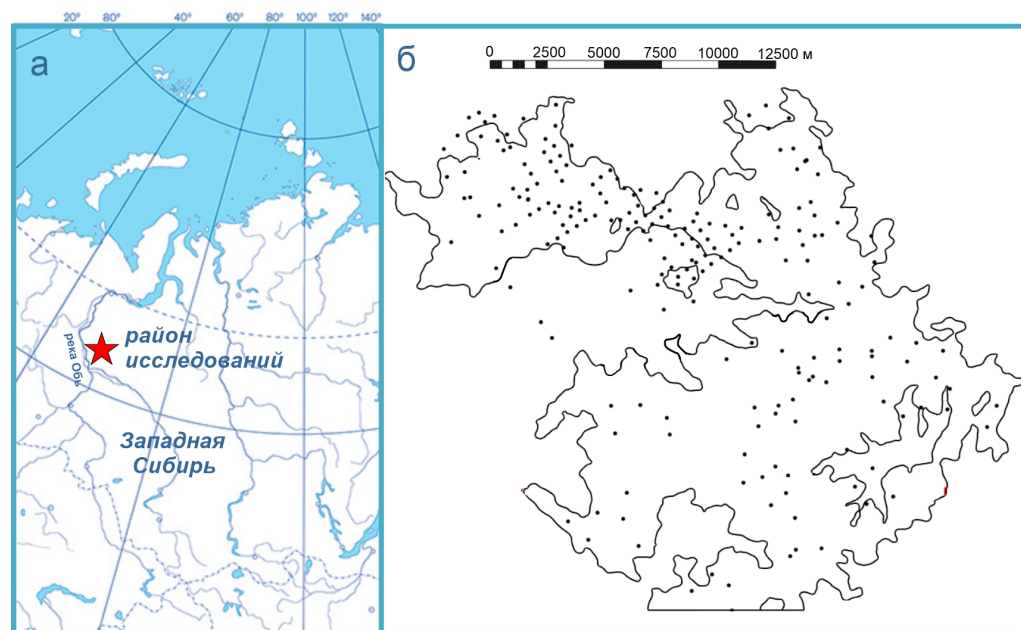


Рис. 1. Расположение (а) и контуры (б) предполагаемой продуктивности вулканитов кровли ДЮК изучаемого месторождения (точками показано расположение скважин).

Материалы и методы

В ходе проведенного исследования проанализированы данные по 12 скважинам с суммарным объемом отобранного керна около 850 пог. м, а также породы изучались в шлифах (около 1320 штук). Минеральный состав рассматриваемых образований дополнительно определялся с помощью электронной микроскопии, включающей микронзондовые измерения, и методами рентгеновской дифрактометрии. Эти виды высокоточных работ выполнялись в структурных подразделениях геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова с использованием растрового электронного микроскопа JEOL JSM-IT500 (аналитик В. О. Япаскурт, 42 определения) и дифрактометра Rigaku MiniFlex 600 (аналитики В. Л. Косоруков и А. В. Грачева, 400 проб). При оценке коллекторских свойств пород учитывались результаты лабораторных исследований филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть».

Особенностью кернавого материала рассматриваемых образований ДЮК является довольно низкая охарактеризованность продуктивного высокоизменчивого разреза в связи с крайне сложным соотношением продуктивных и непродуктивных пород. Несмотря на это, в ходе работ удалось обобщить результаты исследований керна таким образом, чтобы получить достаточно надежные данные о строении целевых горизонтов пород-коллекторов.

Выделение типов пород и их генетическая типизация проводились с использованием методических подходов, изложенных в работах *Е. Ф. Малеева* [1980], *В. Т. Фролова* [1984, 1995], *П. Ф. Емельяненко и Е. Б. Яковлевой* [1985], а также *J. McPhie et al.* [1993]. Согласно *Е. Ф. Малееву* [1980, стр. 7], термином «вулканиты» в отечественной геологии и за рубежом обозначают продукты вулканизма, включающие эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные разности, независимо от их химического состава. В таком понимании этот термин будет использоваться в данной статье.

Типы пород

Определяющими признаками любых горных пород являются вещественный состав и структура [Фролов, 1992]. Эти характеристики, а также текстурные признаки, стали основой для выделения типов пород.

По набору первичных породообразующих минералов изучаемые вулканиты являются в целом однотипными и относятся к магматическим породам кислого состава, отвечающим риолитам и дацитам. Эффузивные разности вулканитов представлены

палеотипными породами, в которых реликтовые структуры стекловатой основной массы трудно различимы из-за процессов девитрификации. Вулканиды характеризуются разной степенью вторичной преобразованности, которая может по-разному проявляться даже в однотипных разностях пород. При наличии наиболее интенсивных вторичных изменений, приводящих к полной потере первичных вещественных и структурных признаков, породы рассматривались как метасоматические образования (метасоматиты). Минеральный состав пород дополнительно уточнялся рентгенофазовым и микросондовым анализами. В керне отдельных скважин, наряду с широким развитием вулканидов, также установлено наличие осадочных пород (например, алевролитов и аргиллитов). Первичные признаки пород, отражающие процессы их зарождения, являлись основой для разработки их типизации, которая проводилась с опорой на результаты макро- и микроскопических исследований. При использовании этих методических подходов выделялись петротипы для характеристики вулканидов и метасоматитов, а также литотипы для описания осадочных пород. Типовые разности пород объединялись в группы по сходным признакам строения. Вулканиды резко преобладают среди рассматриваемых образований. Наличие коллекторских свойств в изучаемых породах ДЮК зафиксировано только в вулканидах.

В ходе проведенного исследования установлены следующие группы типов пород (табл. 1, рис. 2): (1) эффузивов афировых с разными текстурами: массивной, миндалекаменной (пузырчатой), перлитовой; (2) эффузивов порфириковых с разными текстурами: массивной, полосчатой, флюидальной, миндалекаменной (пузырчатой), перлитовой; (3) эффузивов сферолитовых; (4) вулканокластитов; (5) обломочных, глинистых и органических пород с примесью пирокластики; (6) обломочных и глинистых пород без примеси пирокластики; (7) метасоматитов. Всего было выделено около 32 петротипов и литотипов, среди которых наиболее широко распространены вулканиды второй, третьей и четвертой групп пород. При интерпретации данных геофизических исследований скважин (ГИС) возможно использование как отдельных петротипов и литотипов (например, слагающих значительные интервалы разреза), так и их групп, объединяющие сходные разности [Немова и др., 2024].

Генетическая типизация

Выделение петротипов и литотипов необходимо для проведения генетических интерпретаций, которые позволяют выявлять закономерности строения толщ и создавать с большей степенью достоверности геологические модели, в том числе нефтегазовых месторождений. При генетических интерпретациях реконструируются способы и условия формирования различных образований. При определении генетических особенностей строения изучаемого комплекса ДЮК были использованы методические подходы и классификации вулканических и вулканогенно-осадочных пород, изложенные в работах Е. Ф. Малеева [1980], В. Т. Фролова [1984, 1995], П. Ф. Емельяненко и Е. Б. Яковлевой [1985], и J. McPhie et al. [1993], а также учитывались разнообразие и характер распределения выявленных типов пород по разрезам скважин. В результате проведенного исследования было установлено 5 генетических групп образований (табл. 2): (1) вулканогенная, (2) осадочно-вулканогенная, (3) вулканогенно-осадочная, (4) осадочная и (5) метасоматическая. Группы подразделяются на ряды с выделением генетических типов.

К группе вулканогенных образований относятся породы, сформированные магматическими процессами. Образования осадочно-вулканогенной группы отличаются наличием обломочной структуры и ведущим влиянием на их формирование вулканической деятельности. Вулканогенно-осадочной группе отвечают породы, происхождение которых обусловлено действием экзогенных факторов при участии в их строении пирокластического материала. Осадочные образования сформированы только экзогенными процессами. Метасоматическая группа представлена породами, которые претерпели значительные вторичные изменения с полной потерей первичных признаков за счет интенсивных метасоматических замещений и, возможно, проработки гидротермальными растворами. Следует отметить, что все рассматриваемые породы в той или иной мере затронуты вторичными преобразованиями, но к метасоматической группе пород

Таблица 1. Типы пород изучаемых образований кровли доюрского комплекса (ДЮК) месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты

Группы	Петротипы и литотипы
Первая группа: эффузивы с афировой структурой (А)	С массивной текстурой (А1) С миндалекаменной текстурой (А2) С перлитовой текстурой (А3)
Вторая группа: эффузивы с порфировой структурой (П)	С массивной текстурой (П1) с микролитовой или интерсертальной (П1-1), витрофировой или гиалопилитовой (П1-2) и участковой слабовыраженной сферолитовой (П1-3) структурами в основной массе С полосчатой текстурой (П2) С флюидальной текстурой ламинарной (П3-1) и «зигзагообразной» (П3-2) С миндалекаменной текстурой (П4) С перлитовой текстурой (П5), включая редкие переходные разности с наличием сферолитов и миндалин
Третья группа: эффузивы в основной массе сферолитовые (С)*	С сферолитами с радиально-лучистым строением (С1-1), с сферолитами с нечетким строением (С1-2) С литофизами (С2)
Четвертая группа: вулканокластиты (КЛ, КТ)	Литокластические с брекчиевой структурой (брекчия лавовая) (КЛ): сцементированная лавой (КЛ1), с экзогенным заполнителем (КЛ2), тектонокластиты** (КЛ+) Витрокластические (КТ1) Кристалло-витрокластические (КТ2) Кристалло-витро-литокластические (КТ3) Литокласто-кристалло-витрокластические (КТ4) с «фьямме»
Пятая группа: обломочные, глинистые и органи- ческие породы с примесью пирокла- стики (Тал, Тар, Тов)	Алевролиты (Тал) с примесью пирокластического материала (рассеянного и сконцентрированного в линзы или прослой) Аргиллиты алевритистые и алевролитовые (Тар) с примесью пирокластического материала (рассеянного и сконцентрированного в линзы или прослой): без (Тар1) и с нитевидными включениями органического вещества (ОВ) (Тар2) Скопления органического вещества, переслаивающиеся с тонкими прослоями пирокластики (Тов)
Шестая группа: обломочные и глинистые породы без примеси пирокластики (Ал, АрАл, Ар, Аров)	Алевролит (Ал) Чередование алевролитовых и глинистых прослоев (АрАл) Аргиллит алевритистый и алевритовый (Ар) Аргиллит с обилием ОВ (Аров)
Седьмая группа: метасоматиты (М)	Кальцито-глинисто-кварцевые породы (М): однородные (М1) и менее однородные (с отдельными реликтами первичных компонентов без (М2) и с включениями нитевидного ОВ (М2ов))

Примечания к таблице:

*) эффузивы этой группы обычно также содержат фенокристаллы и их сростки.

**) петротип выделяется условно при отсутствии уверенности в однозначности трактовки первичности или вторичности структурных признаков.

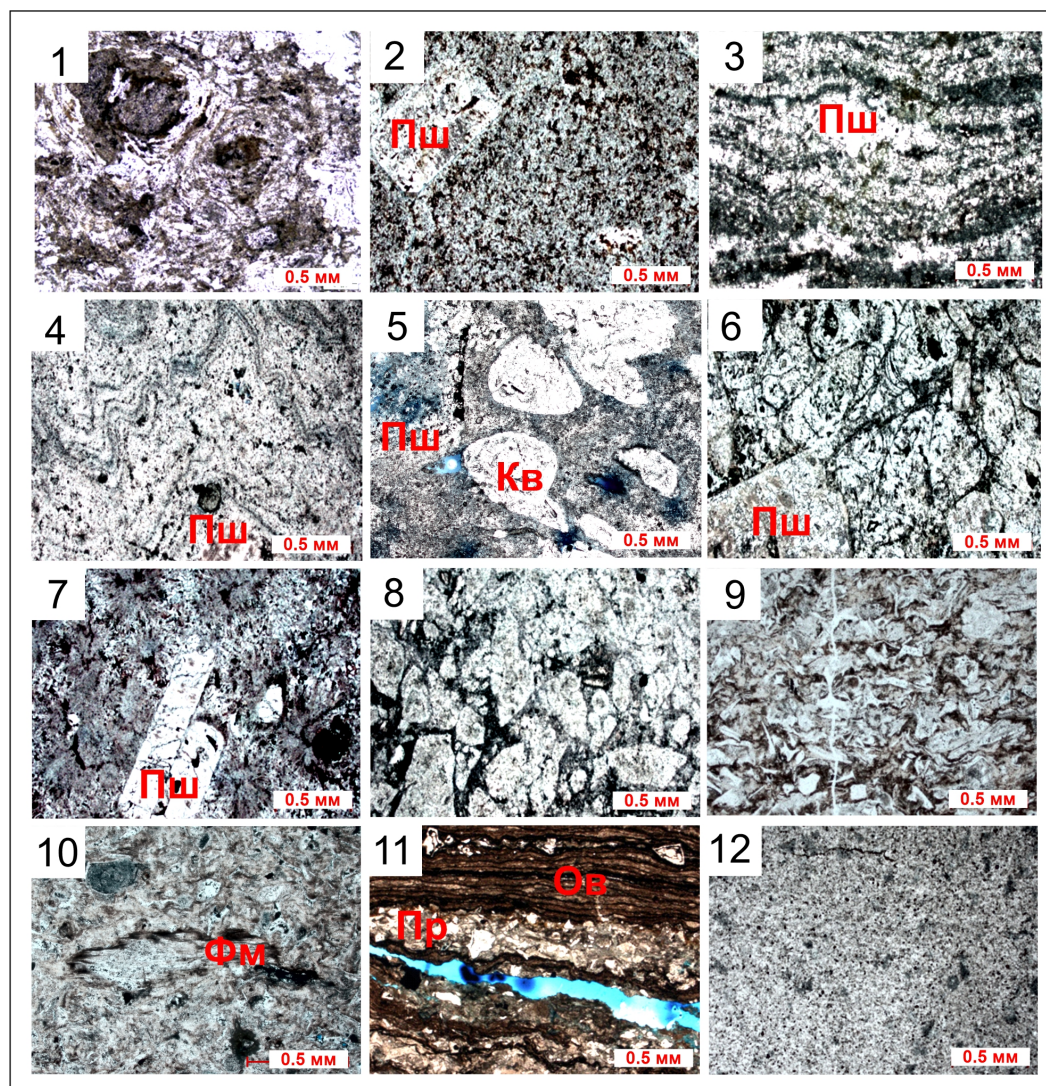


Рис. 2. Микрофотографии основных типов пород изучаемых образований кровли доюрского комплекса (ДЮК) месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты. 1–10 – вулканиды: 1 – эффузивы афировые с перлитовой текстурой (А3), 2 – эффузивы порфировые с массивной текстурой (П1-1), 3 – эффузивы порфировые с флюидалной ламинарной текстурой (П3-1), 4 – эффузивы порфировые с флюидалной «зигзагообразной» текстурой (П3-2), 5 – эффузивы порфировые с миндалевая текстурой (миндалины выполнены кварцем) (П4), 6 – эффузивы порфировые с перлитовой текстурой (П5), 7 – эффузивы сферолитовые (С1-1), 8 – литокластический вулканокластит (КЛ1), 9 – кристалло-витрокластический вулканокластит (КТ2), 10 – литокласто-кристалло-витрокластический вулканокластит с фьямме (КТ4), 11 – скопления органического вещества, переслаивающиеся с тонкими прослоями пирокластики (Тов); 12 – метасоматит (М1). Пш – полевые шпаты, Кв – кварц в миндалины, Фм – включения вулканического стекла типа фьямме, Пр – включения пирокластики, Ов – нитевидные включения органического вещества. Микрофотографии сделаны при одном никеле.

были отнесены образования, первичный генезис, которых восстановить достоверно не представлялся возможным.

Рассматриваемые образования почти полностью отвечают продуктам наземного кислого вулканизма, характеризующегося периодическими излияниями лав и интенсивной эксплозивной деятельностью. Среди образований вулканогенной группы выделяются два основных генетических типа: (1) лавы и (2) лавобрекчии/кластолавы. К кислым

Таблица 2. Генетическая типизация изучаемых образований кровли доюрского комплекса (ДЮК) месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты

Группа	Ряд	Генетические типы		Петротипы/Литотипы
Вулканогенная	эффузивный	лавы	лавовые купола	А1-3, П1-5, С1-2
			лавовые потоки	
		лавобрекчия/кластолава*		КЛ1
Осадочно-вулканогенная	осадочно-эффузивный	лавокластиты		КЛ2
	осадочно-эксплозивный	туфы	вулканокластический материал без четких признаков приуроченности к пирокластическим потокам	КТ1-3
			пирокластические потоки: неспаянные и спаянные	КТ4
Вулканогенно-осадочная	эксплозивно-осадочный	туффиты	озерные (?)	Тов, Тар1, Тар2, Тал
Осадочная	осадочный		озерные (?)	Ал, АрАл, Ар, Аров
Метасоматическая	вторичный	метасоматиты		М1, М2, Мов

Примечания к таблице:

*) генотип выделяется условно из-за развития вторичных изменений, затрудняющих его отличать от лавобрекчий.

лавам относятся купола и потоки, имеющие сходные петрографические признаки, но отличающиеся морфологией тел. Купола (экструзии) формируются за счет выжимания вязкой лавы из вулканического канала, к которому они приурочены. Их высота может колебаться от первых десятков метров до 600 м и более [Малеев, 1980]. Купола могут сочетаться с прорывающими их лавовыми потоками. Лавовые потоки, представляющие собой тела эффузивных пород удлиненной лентообразной формы, имеющие кислый состав характеризуются длиной обычно не более 10 км и разной мощностью (от первых десятков метров до 150 м) [Наседжин, 1975]. Одним из важных диагностических признаков лавовых потоков является наличие текстур флюидального течения, а также тонкая полосчатость. По присутствию в разрезе скважин петротипов эффузивов П2 и П3, отличающиеся подобными текстурами, однозначно определяется развитие лавовых потоков. Лавовым куполам и потокам свойственно зональное строение, которое четко прослеживается от периферии к центральным частям вулканических тел [Малеев, 1980; Наседжин, 1975; McPhie et al., 1993] (рис. 3). С этими образованиями сопоставлены эффузивы первой, второй и третьей групп выделенных типов пород (А1-3, П1-5, С1-2).

В результате дробления вязких лав формируются лавобрекчии, которые прослеживаются в верхних и нижних частях лавовых потоков, а также слагают апикальные части куполов. Лавобрекчии состоят из обломков лав, спаянных или сцементированных лавой того же извержения. Этому типу образований отвечает петротип КЛ1.

К образованиям осадочно-вулканогенной группы отнесены лавокластиты и туфы. Породы, сложенные обломками лав, сцементированными гидрохимически, относят к лавокластитам, которые обычно развиты во внешних (нижних, верхних и краевых) частях лавовых потоков, а также в апикальных и периферических частях лавовых

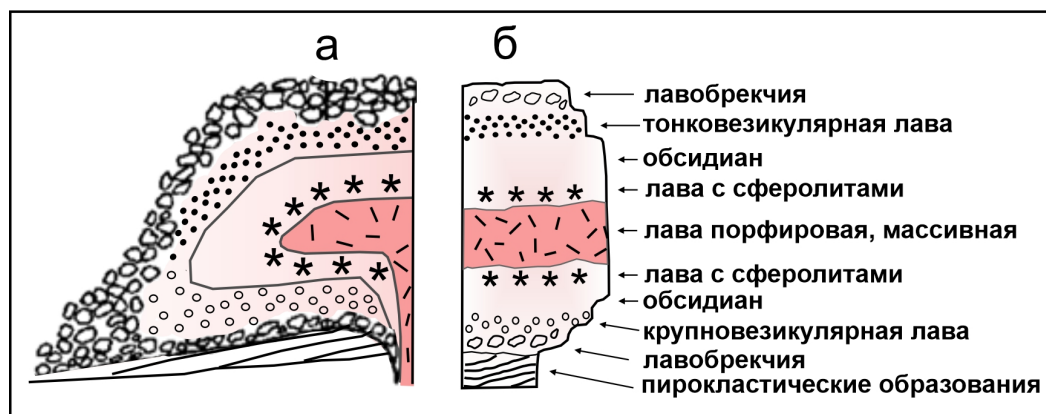


Рис. 3. Зональное строение потока кислых лав [по McPhie et al., 1993, с упрощением]. Общий вид в плане (а) и с указанием зон образования везикул, сферолитов и фрагментации (б).

куполов. Лавокластиты представлены петротипом КЛ2. Породы с обломочной структурой, состоящие из вулканокластического материала с присутствием вулканического стекла, кристаллокластов (кварца, Пш) и фрагментов кислых эффузивов сопоставлены с различными разновидностями туфов (КТ1–4). Образования, выделяемые в петротип КТ4, с включениями фрагментов стекла с расщепленными краями (известные под названием фьямме), были наиболее уверенно отнесены к накоплениям пирокластических потоков. Наличие туфов в изучаемых отложениях ДЮК свидетельствует о высокой эксплозивной деятельности существовавшего в прошлом наземного вулкана.

Вулканические извержения могут сопровождаться пеплопадами, тефровый материал которых плащеобразно оседает на земную поверхность, в том числе попадая в места накопления осадочных образований, встречаясь в них как в рассеянном виде, так и в тонких прослоях. Подобным разностям, содержащим как осадочную, так и пирокластическую составляющую, отвечают породы вулканогенно-осадочной генетической группы (туффитам) (Тал, Таp1, Таp2, Тов). Осадочная составляющая этих пород формировалась, скорее всего, в озерных условиях, что подтверждается наличием тонкого алевроитового и глинистого материала, горизонтальной слоистости, нитевидных включений сапропелевого органического вещества, а также локализованным пространственным расположением.

Образования осадочной генетической группы отличаются от рассматриваемых вулканогенно-осадочных пород только отсутствием в них вулканокластического материала. Их осаждение также происходило в озерной обстановке (Ал, АрАл, Ар, Аров).

В отдельную группу были выделены метасоматиты (М1, М2, Мов), утратившие почти полностью первичные признаки строения и имеющие кальцито-глинисто-кремневый состав. По наличию в них местами реликтов рогульчатой витрокластике, редко нитевидных включений органического вещества, а также их сочетанию в разрезе с осадочными образованиями (озерного генезиса) и туффитами предполагается, что интенсивные вторичные преобразования этих пород могли быть связаны с попаданием пирокластике в водную среду и ее быстрым остыванием или обусловлены действием гидротермальных процессов.

По распределению выделенных типов вулканитов по вертикали и латерали, учитывая их генетическую принадлежность, в изучаемом комплексе ДЮК выявлена закономерная смена пород. В зависимости от степени раскаленности, длительности остывания и расположения (в центральных частях потоков лав и/или близости к жерлу) прослеживается определенная парагенетическая последовательность разных типов вулканитов (рис. 4). Наиболее высокотемпературными и медленно остывающими являются разности, отвечающие эффузивам с порфировой структурой и массивной текстурой (П1), затем при снижении температуры и более быстром остывании формируются эффузивы сферолитовые (С), которые сменяются эффузивами как афировыми (А), так и порфировыми с миндалекаменной и/или перлитовой текстурами (П4 и П5), часто

сочетающиеся с вулканокластитами: брекчиями, состоящими из обломков лав (КЛ) и туфами (КТ).



Рис. 4. Последовательность смены основных типов вулканитов в зависимости от температурного режима и времени остывания. П1 – эффузивы порфировые с массивной текстурой; С1 – эффузивы сферолитовые без литофизов; С2 – эффузивы сферолитовые с литофизами; А – эффузивы афировые; П2–П5 – эффузивы полосчатые, флюидалльные, миндалекаменные и перлитовые; КЛ – вулканокластиты литокластические с брекчиевой структурой; КТ – вулканокластиты с лито-, кристалло- и витрокластами. Микрофотографии сделаны при одном никеле.

Следует отметить, что сферолитовые эффузивы характеризуются наличием в основной массе сферолитов радиально-лучистого строения, состоящих из волокон полевых шпатов и минералов кремнезема (обычно кристобалита, кварца). Сферолиты образуются при высокотемпературной девитрификации вулканического стекла. Согласно *G. Lofgren* [1971], сферолиты, формирующиеся при температурах около 700 °С, отличаются широко разнесенным расположением волокон. Сноподобные связки волокон (bow-tie) возникают при температурах от 400 до 600 °С, а сферические пучки радиально-лучистого строения образуются при температурах < 400 °С. Размеры сферолитов могут быть различными (от микроскопических (доли мм) до 10–20 см) [Емельяненко и Яковлева, 1985; Steven and Lipman, 1976]. В изучаемых вулканитах встречаются как менее, так и более высокотемпературные (например, с литофизами) сферолитовые структуры.

Миндалекаменные эффузивы образуются при переходе магматических пород в палеотипное состояние, в которых пустоты от пузырьков газа (везикулы), возникающих при отделении от магмы летучих компонентов, выполняются вторичными минералами. Обилие, форма и расположение везикул контролируется рядом факторов, среди которых исходное содержание летучих компонентов в магме, вязкость расплава, скорости декомпрессии и диффузии, слияния пузырьков газа [McPhie et al., 1993]. Миндалины в рассматриваемых эффузивах обычно полностью или частично выполнены кварцем или хлоритом, реже другими минералами, а также часто со следами выщелачивания.

Перлитовые эффузивы формируются в результате гидратации вулканического стекла, сопровождающейся увеличением объема. Напряжения, возникающие при диффузии воды, высвобождаются за счет образования концентрических трещин, расположенных вокруг сферических, негидратированных ядер. Гидратация может происходить как во время, так и после остывания до поверхностных температур магматических расплавов. Считается, что более высокое содержание воды в перлите (до 5%) преимущественно связано с влиянием внешних факторов, а именно воздействием поверхностных и грунтовых вод [McPhie et al., 1993]. Перлиты могут быть макро- и микроскопических размеров. Гидратация первоначально затрагивает внешние поверхности лавовых потоков и куполов. В рассматриваемых образованиях перлитовые эффузивы могут слагать отдельные интервалы разреза.

Основываясь на особенностях формирования пород при вулканических извержениях и распределении разных типов вулканитов, в изучаемом комплексе пород выделены центральная (или внутренняя), переходная и внешняя зоны крупной вулканической постройки. Для центральной зоны вулканической постройки, отвечающей жерловой и верхней ее частям, свойственно развитие образований лавовых куполов и потоков, для внешней – переслаивание лавовых потоков с лавокластитами и туфами с преобладанием вулканокластических накоплений. Пример генетической интерпретации пород

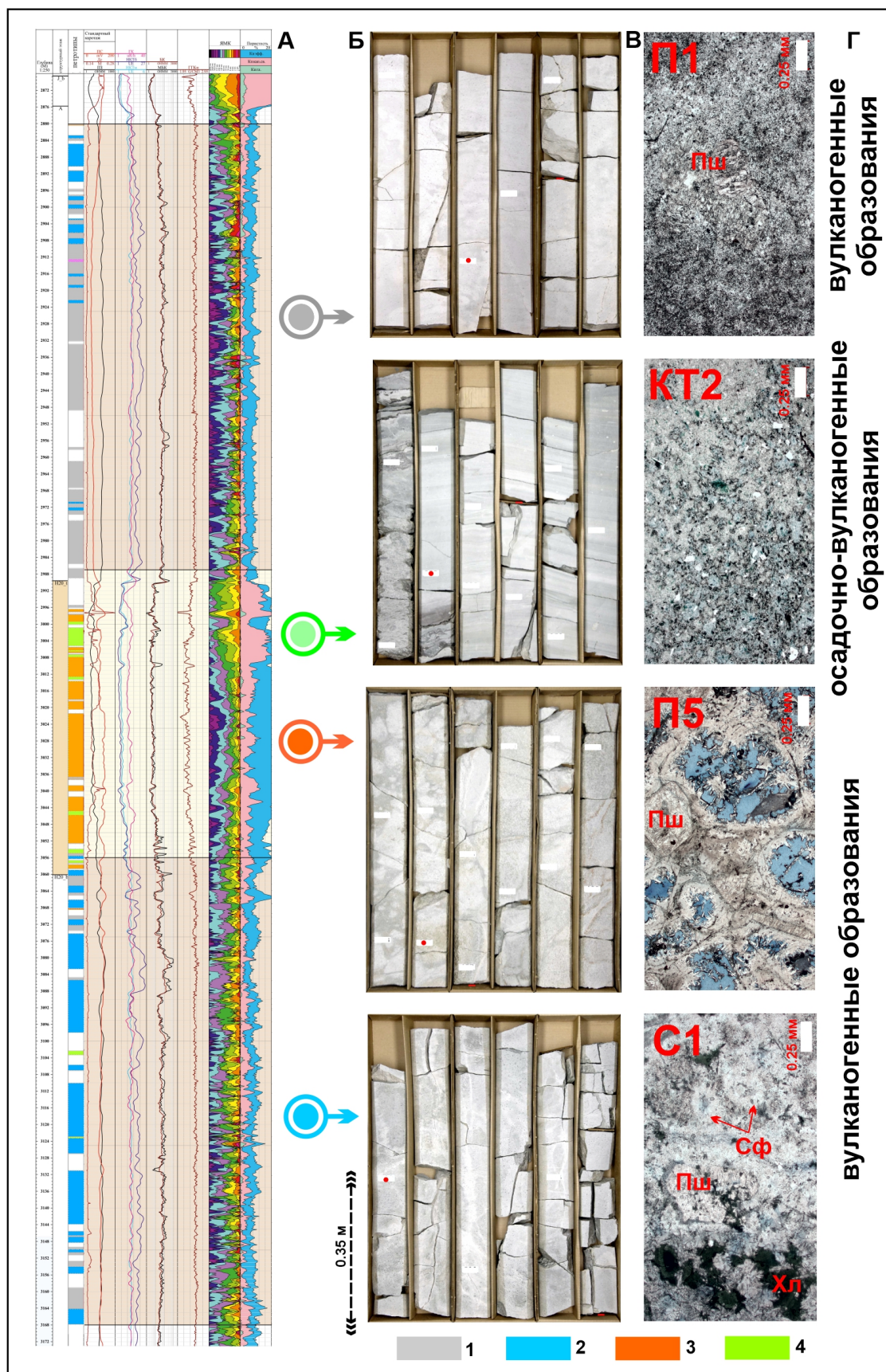


Рис. 5. Геолого-геофизическая характеристика разреза одной из изучаемых скважин (А) с фотографиями фрагментов керна в дневном свете (Б), шлифов (В) и указанием принадлежности пород к генетическим группам образований (Г). 1–4 – петротипы пород, установленные в результате макро- и микроскопических исследований: 1 – в основном эффузивы порфировые, массивные (П1), отдельные прослои с полосчатой и флюидальной текстурой (П2 и П3); 2 – эффузивы сферолитовые обычно без и редко с литофизами (С1,2); 3 – эффузивы перлитовые (П5), 4 – вулканокластиты (КЛ и КТ), в средней части разреза с преобладанием пирокластических разностей (КТ), отражающих периоды эксплозивных извержений. П1, КТ2, П5 и С1 – индексы установленных петротипов, указанные в таблице 1; Пш – полевые шпаты; Сф – сферолиты; Хл – хлорит. Красными точками на керне обозначены места отбора образцов пород, фотографии шлифов которых представлены на рисунке.

кровли ДЮК одной из изучаемых скважин, отвечающих центральной зоне древней вулканической постройки, приведен на [рис. 5](#).

В ходе проведенного исследования наличие горизонтов кор выветривания (КВ), в отличие от мнения ряда авторов [*Смирнова и др.*, 2024; *Хромова и др.*, 2015], в изучаемом комплексе пород не было достоверно установлено. Согласно *М. Е. Смирновой с соавторами* [2024], к продуктам кор выветривания, отличающимся наилучшими коллекторскими свойствами, относятся сильно измененные риодацитовые лавы с развитием вторичных кварца, глинистых минералов (включая хлорит), а также кальцита. Считается, что в кровле пермско-триасового вулканического комплекса, а также внутри толщи вулканитов по верхней поверхности покровов лав прослеживаются коры выветривания мощностью до 10–25 м, количество которых в последнем случае в отдельных разрезах скважин может достигать до 3–5 горизонтов.

Как известно, вторичные изменения могут быть связаны с действием самых различных процессов как с проявлением выветривания, так и с развитием наложенных процессов на глубине, например, с гидротермальной проработкой пород. Кварц, глинистые минералы и кальцит являются широко распространенными вторичными минералами, которые могут иметь разный генезис, в том числе формироваться при действии низкотемпературных (до 200–400 °С) гидротермально-метасоматических процессов [*Граменицкий*, 2012]. Отличительной чертой кор выветривания является их зональное строение, закономерная смена пород с нарастающей снизу вверх интенсивностью вторичных изменений, что хорошо в них прослеживается [*Страхов*, 1963; *Фролов*, 1992]. Породы, находясь на земной поверхности всегда подвергаются воздействию экзогенных процессов с образованием выветрелой поверхности, но для образования полноценных кор выветривания и их серий требуется сочетание целого ряда факторов, действующих устойчиво на протяжении длительного времени. Выборочность развития горизонтов кор выветривания по одному типу пород с учетом всей специфики их образования (площадного распространения, длительности развития, стабильности необходимых условий) представляется маловероятным.

По имеющимся у нас данным среди рассматриваемых пород эпизодически встречаются вулканиты с признаками более заметной глинизации (преимущественно за счет развития слюдистых минералов), которые трудно сопоставить с полноценными продуктами кор выветривания, так как в них отчетливо прослеживались первичные признаки строения пород с сохранением основных составляющих компонентов, в том числе слабо устойчивых к вторичным преобразованиям (например, Пш) ([рис. 6.1](#)). В этих разностях выявлено наличие пониженных ФЕС, что не позволяет рассматривать их в качестве наиболее продуктивных пород-коллекторов. Среди них присутствуют обычно вулканокластические образования (туфы), а также эффузивы (преимущественно перлитовые). Подобные породы, если и рассматривать в качестве разностей с признаками выветривания, то только как находящиеся на начальных стадиях развития гипергенных процессов, при этом не исключая возможность влияния и других факторов глинизации.

В разрезе скважин выделяются вулканиты с интенсивной хлоритизацией ([рис. 6.2, 3](#)). Вторичные выделения хлорита в той или иной степени прослеживаются

по всему разрезу скважин. В породах с интенсивным выщелачиванием и возникновением вторичной пористости характерно формирование хлорита, в том числе в виде крустификационных корочек, часто сочетающихся в пустотах с вновь образованными серицитом и идиоморфными кристаллами альбита, что указывает на воздействие гидротермальных растворов, а не поверхностных процессов. Хлоритизация также может протекать и без формирования пустот выщелачивания. Наличие выделений хлорита, которые имеют широкое распространение, является характерной особенностью для рассматриваемых вулканитов. Хлоритам свойственна слабая устойчивость в зоне гипергенеза, что обусловлено во многом окислением Fe^{2+} октаэдрических сеток минерала [Шлыков, 2006]. Эта особенность хлоритов не позволяет их рассматривать в качестве породообразующего глинистого вещества кор выветривания, если, конечно, материнскими породами не являются хлоритовые сланцы.

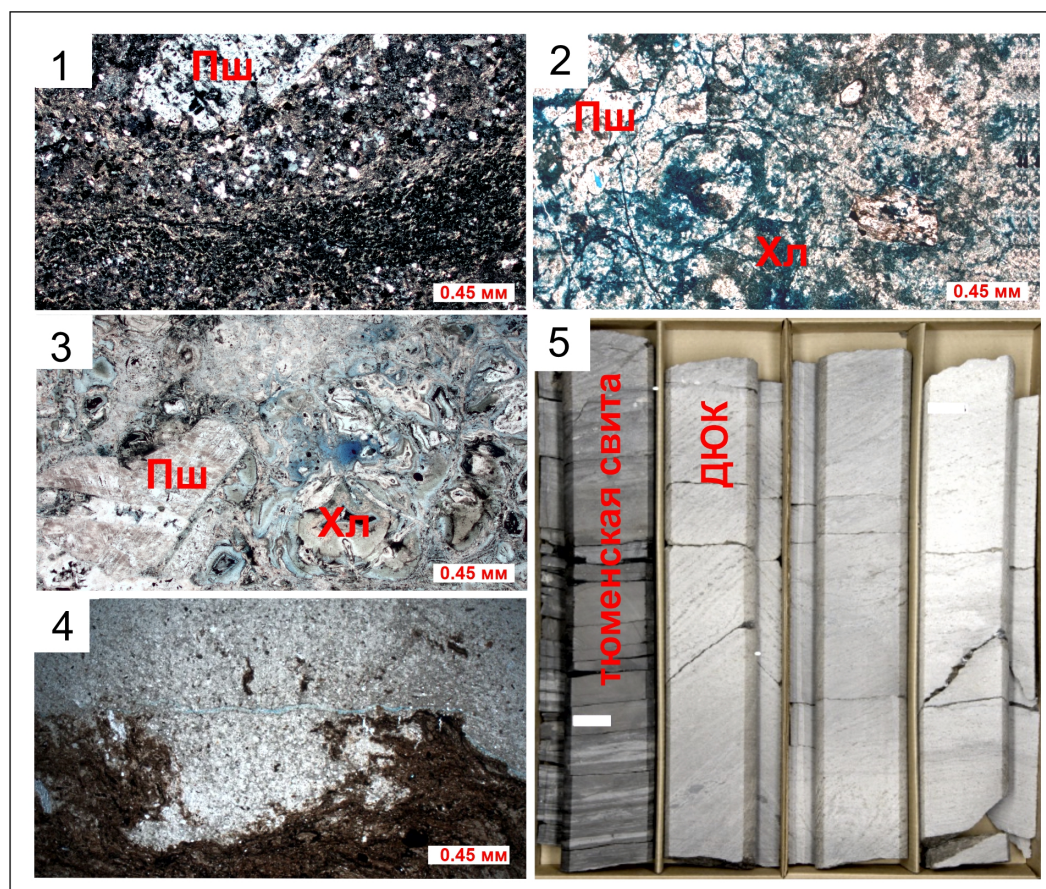


Рис. 6. Фотографии керна и шлифов изучаемых пород. 1 – вулканокластиты (КТ) с глинизацией ($K_p = 16\%$, $K_{pr} = 0,08 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$); 2 – эффузивы перлитовые с хлоритизацией; 3 – эффузивы перлитовые с хлоритизацией и признаками выщелачивания; 4 – контакт мезоматических и осадочных образований; 5 – контакт с угловым несогласием пород кровли доюрского комплекса (ДЮК) и вышележащих отложений тюменской свиты в разрезе одной из скважин изучаемого месторождения. Фотографии шлифов сделаны в скрещенных (1, 2) николях и при одном (3, 4) никеле.

По данным проведенных микроскопических и микрозондовых исследований, а также рентгеноструктурного анализа присутствие каолинита, являющегося типичным минералом кор выветривания, обычно формирующимся по кислым магматическим породам, в изучаемых образованиях не было выявлено.

Породы, которые были отнесены к метасоматитам (М), являются, скорее всего, продуктами преобразования первичного вещества в результате действия процессов, отличающихся от выветривания. Это подтверждается их локальным распространением

на определенном уровне в единичных скважинах, в основном однородным (монокристаллическим) строением, преимущественно кремневым составом (кварца около 53–54%), переслаиванием с осадочными породами, отличающимися обычно наличием фоновых литогенетических вторичных изменений (рис. 6.4). Предполагается, что их формирование связано с преобразованием пирокластического материала, соприкоснувшегося с водной средой и попавшего в озерные условия. При этом последующее влияние гидротермальных процессов полностью также не исключается.

В разрезах скважин, вскрывающих контакт кровли рассматриваемых доюрских образований с вышележащими отложениями тюменской свиты, признаки развития коры выветривания не были обнаружены (рис. 6.5).

Приведенные данные касаются дискуссионных вопросов, рассматривающих особенности строения изучаемых толщ вулканитов. Наличие полноценных кор выветривания в пределах других разведочных площадей в кровле доюрского комплекса (ДЮК) подтверждено многочисленными исследованиями.

Характеристика коллекторских свойств

Вулканиты относятся к типам пород, которые рассматриваются в числе нетрадиционных коллекторов. Первичная пустотность в них может быть связана с наличием пузырьковых (везикулярных) пор, системы усадочных трещин вокруг сферолитов, межзерновых пор в вулканокластитах, а также с другими особенностями первичного строения этих пород [Wang and Zhou, 2020]. В результате проведенного исследования установлено, что коллекторские свойства изучаемых вулканитов в большей степени контролируются действием вторичных процессов. Для пород свойственны наложенные вторичные изменения, среди которых основными являются: (1) окремнение: развитие трещин, залеченных кварцем и участковое окремнение по зонам растворения, окварцевание (по перлитам, витрокластам и др.), развитие кварца в миндалинах; (2) карбонатизация (выделения сидерита и кальцита) участковая (обычно поверх фенокристаллов Пш) или по трещинам, (3) хлоритизация, (4) иллитизация, (5) альбитизация: развитие идиоморфных таблитчатых кристаллов альбита в пустотах растворения, местами в виде обильных крустификаций; (6) выщелачивание по трещинам, основной массе и по Пш, (7) трещиноватость. Среди сопутствующих вторичных выделений встречаются: флюорит, оксидные соединения титана (рутил или анатаз?), пирит. Наличие цеолитов в рассматриваемых породах не было выявлено.

Выщелачивание девитрифицированной стекловатой основной массы, фенокристаллов Пш и части миндалин, растворение вдоль стенок трещин, а также развитие вторичной трещиноватости являются основными вторичными процессами, контролирующими формирование фильтрационно-емкостных свойств изучаемых вулканитов (рис. 7).

В рассматриваемых образованиях встречаются одинаковые петротипы пород как без, так и с наличием признаков выщелачивания, что свидетельствует о неравномерном действии наложенных вторичных процессов, связанных, скорее всего, с проработкой гидротермальными растворами. Так, эффузивы порфиоровые с массивной или перлитовой текстурой могут быть представлены как почти непористыми, так и пористыми разностями (рис. 2.2, 6 и рис. 7.1, 2, 5). Выявление интервалов интенсивного выщелачивания и закономерностей их развития является важнейшей задачей. В рассматриваемых вулканитах наибольшая вторичная пористость при её наличии отмечается в эффузивах порфиоровых с перлитовой текстурой (П5), вулканокластитах (КЛ и КТ), а также в эффузивах порфиоровых с миндалекаменной текстурой (П4). В вулканитах с перлитовой структурой и массовым выщелачиванием перлитов отмечены высокие ФЕС: пористость может составлять до 20–28% при проницаемости до первых десятков мД (рис. 7.5). Лучшему проникновению выщелачивающих растворов способствует развитие в них перлитовых трещин.

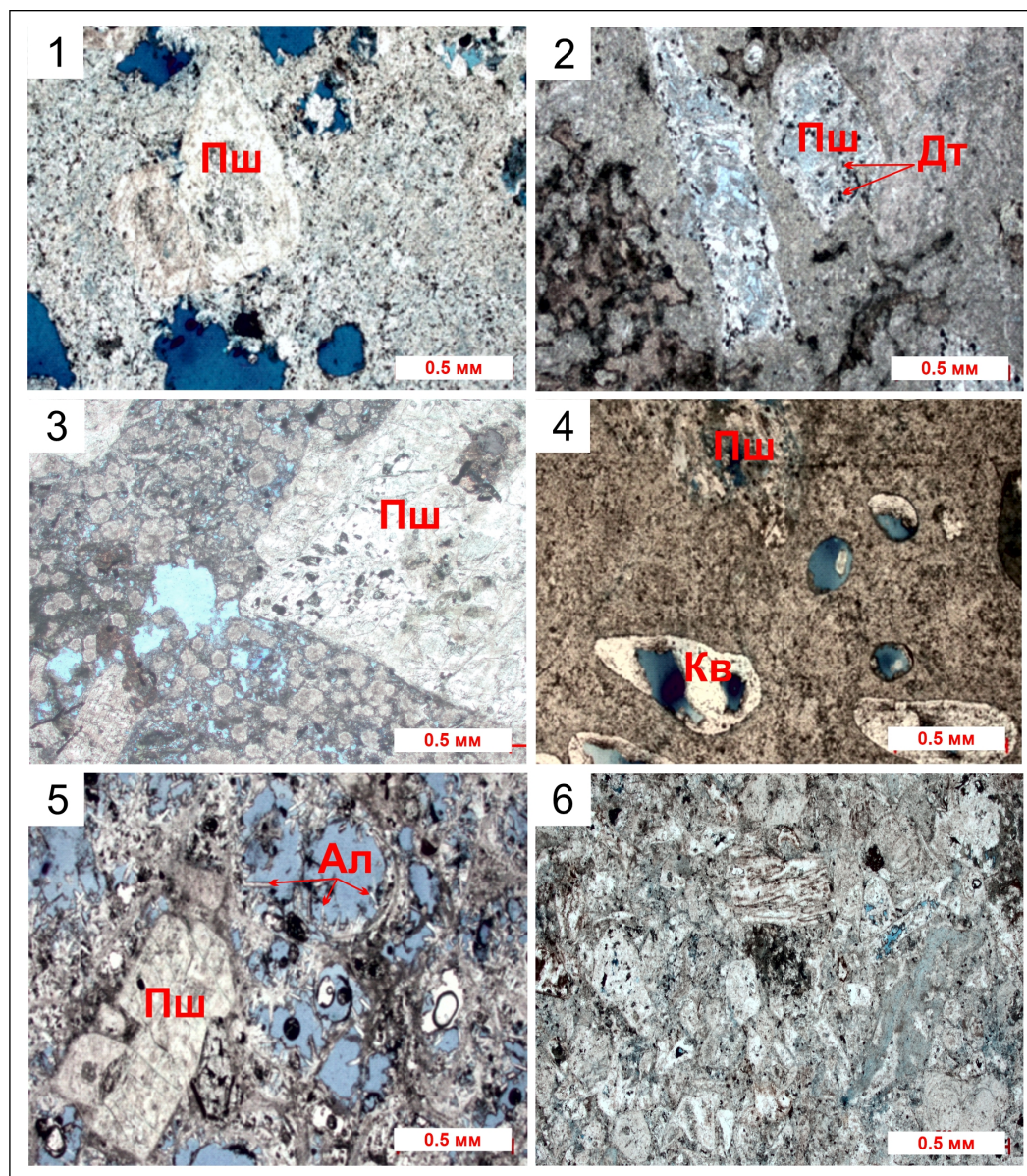


Рис. 7. Микрофотографии петротипов изучаемых вулканитов кровли доюрского комплекса (ДЮК) месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты. 1 – эффузивы порфировые с массивной текстурой с выщелачиванием основной массы (Пш) ($K_p = 17,4\%$, $K_{пр} = 0,15 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$); 2 – эффузивы порфировые с массивной текстурой с выщелачиванием полевых шпатов и образованием в пустотах вторичных выделений диоксида титана (Пш) ($K_p = 21,1\%$, $K_{пр} = 0,45 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$); 3 – эффузивы с вторичными пустотами выщелачивания между сферолитами (С1) ($K_p = 7,1\%$, $K_{пр} = 0,02 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$); 4 – эффузивы с полным и частичным выщелачиванием миндалин, выполненных кварцем (П4) ($K_p = 18,1\%$, $K_{пр} = 0,30 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$); 5 – эффузивы с интенсивным выщелачиванием перлитов и образованием вторичных идиоморфных кристаллов альбита в пустотах (П5) ($K_p = 28,9\%$, $K_{пр} = 0,95 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$); 6 – вулканокластиты с признаками выщелачивания (КТ) ($K_p = 15,3\%$, $K_{пр} = 0,14 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$). Пш – полевые шпаты, Кв – кварц в миндалинах, Ал – альбит, Дт – диоксид титана. Микрофотографии сделаны при одном никеле.

Заключение

В результате проведенного исследования в рассматриваемой толще вулканитов выделено около 32 петротипов и литотипов пород, объединенных по вещественным, структурным и текстурным признакам в 7 основных групп. Установлено, что среди

изучаемых пород преобладают кислые эффузивы, отличающиеся достаточным разнообразным строением, и вулканокластиты. Вулканогенно-осадочные, осадочные породы и метасоматиты распространены в значительно меньшей степени.

По особенностям формирования с учетом первичных признаков пород проведена их генетическая типизация. Всего выявлено 5 генетических групп образований, которые подразделены на ряды с выделением генетических типов. Среди генетических типов установлены лавы, лавобрекчии/кластолавы, лавокластиты, туфы, озерные отложения с наличием пирокластического материала (туффиты), озерные отложения без пирокластики и метасоматиты. Образования первых четырех генетических типов в разрезе преобладают.

По особенностям распределения разных типов вулканитов в разрезе скважин по вертикали и латерали выявлена парагенетическая последовательность смены пород в зависимости от степени их раскаленности и времени остывания. Наиболее высокотемпературными и медленно остывающими являются эффузивы порфировые с массивной текстурой, характерные для жерловой фации вулкана и центральных частей лавовых потоков. Эта последовательность завершается образованием эффузивов афировых, перлитовых и миндалекаменных, а также вулканокластических накоплений. Генетическая типизация пород позволила определить диагностические признаки центральной (или внутренней), переходной и внешней фациальных зон крупной вулканической постройки. Наличие горизонтов полноценных кор выветривания (КВ) в изучаемом комплексе пород не было достоверно установлено.

Выявлено, что изучаемые вулканиты характеризуются разной степенью вторичной измененности. Наилучшими коллекторскими свойствами отличаются эффузивы с перлитовой текстурой (П5), вулканокластиты (КЛ и КТ) и эффузивы миндалекаменные (П4), претерпевшими выщелачивание и проработку гидротермальными растворами. Выщелачивание девитрифицированной стекловатой массы, фенокристаллов Пш и части миндалин, растворение вдоль стенок трещин, а также развитие вторичной трещиноватости относятся к основным вторичным процессам, контролирующим формирование фильтрационно-емкостных свойств исследуемых вулканитов. Важнейшей задачей является определение особенностей действия растворов на глубину, фильтрация которых обеспечивала в основном возникновение вторичной пустотности и формирование пород-коллекторов. Вулканитам с улучшенными коллекторскими свойствами характерны значения пористости до 25–28% и проницаемости до первых десятков мД.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В. Л. Косорукову, А. В. Грачевой и В. О. Япаскурту за участие в проведении лабораторных исследований, данные которых позволили обосновать полученные результаты высокоточными методами исследований. Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-00439-25-01).

Список литературы

- Булыникова А. А., Бладучан Ю. В., Кириянова Ф. В. и др. Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. — Тюмень : ЗапСибНИГНИ, 1972. — 226 с.
- Граменицкий Е. Н. Петрология метасоматических пород. — Москва : Инфра-М, 2012. — 20 с.
- Емельяненко П. Ф. и Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. — Москва : МГУ, 1985. — 248 с.
- Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. — Москва : Недра, 1975. — 680 с.
- Малеев Е. Ф. Вулканиты. Справочник. — Москва : Недра, 1980. — 240 с.
- Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. — Москва : Наука, 1975. — 206 с.
- Немова В. Д., Ростовцева Ю. В., Бажукова Т. А. и др. Литогенетическая классификация как основа изучения сложнопостроенных вулканогенно-осадочных пород на примере отложений доюрского комплекса Западной

- Сибири // Осадочные Породы - 2024. — Москва : МАКС Пресс, 2024. — С. 84–86. — <https://doi.org/10.29003/m4304.978-5-317-07292-6>.
- Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа : ДизайнПресс, 2010. — 280 с. — EDN: [SMDNVH](#).
- Смирнов О. А., Лукашов А. В., Бородкин В. Н. и др. Выделение перспективных зон в доюрском комплексе Средне-Назымского месторождения Западной Сибири на основе комплексирования геолого-геофизических данных // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2022. — Т. 17, № 3. — С. 1–16. — https://doi.org/10.17353/2070-5379/28_2022.
- Смирнова М. Е., Панченко И. В., Куликов П. Ю. и др. Строение, петротипы и коллекторские свойства измененных пермско-триасовых риодацитов в грабенах Фроловской мегавпадины Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. — 2024. — № 2. — С. 245–276. — <https://doi.org/10.31857/S0024497X24020065>.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — Москва : Научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1963. — 534 с.
- Сурков В. С. и Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — Москва : Недра, 1981. — 143 с.
- Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты / под ред. В. И. Шпильмана, Н. И. Змановского и Л. Л. Подсосовой. — Тюмень : АУ «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», 1998.
- Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. — Москва : МГУ, 1984. — 222 с.
- Фролов В. Т. Литология. Кн. 1. — Москва : МГУ, 1992. — 336 с.
- Фролов В. Т. Литология. Кн. 3. — Москва : МГУ, 1995. — 352 с.
- Хромова И. Ю., Кунин К. Н., Кашеев Д. Е. и др. Создание модели продуктивности отложений доюрского комплекса на одном из месторождений Западной Сибири // Российская нефтегазовая техническая конференция SPE. — Москва : Society of Petroleum Engineers, 2015. — С. 1–17. — <https://doi.org/10.2118/176622-ru>.
- Шадрина С. В. Состав, строение, возраст пород доюрского основания северо-восточного обрамления Красноленинского свода // Геология нефти и газа. — 2018. — № 4. — С. 27–33. — <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-4-27-33>. — EDN: [MBFEYX](#).
- Шейн В. С. Геология и нефтегазоносность России. — Москва : ВНИГНИ, 2006. — 776 с. — EDN: [QKFXTB](#).
- Шлыков В. Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных грунтов. — Москва : ГЕОС, 2006. — 176 с.
- Шмаков В. Д., Касков Н. Р., Бакулин А. А. и др. Новые данные о геологическом строении и продуктивности доюрского комплекса Средне-Назымского месторождения // Георесурсы. — 2023. — Т. 25, № 3. — С. 111–118. — <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.14>.
- Lofgren G. Experimentally Produced Devitrification Textures in Natural Rhyolitic Glass // Geological Society of America Bulletin. — 1971. — Vol. 82, no. 1. — P. 111–124. — [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[111:epdtin\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[111:epdtin]2.0.co;2).
- McPhie J., Doyle M. and Allen R. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. — Centre for Ore Deposit, Exploration Studies, University of Tasmania, 1993. — 198 p.
- Steven T. A. and Lipman P. W. Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. — US Geological Survey, 1976. — 35 p. — <https://doi.org/10.3133/pp958>.
- Wang J. and Zhou Y. Study on volcanic reservoir characteristics of Yingcheng Formation in Xudong area of Xujiaweizi fault depression // E3S Web of Conferences 194. — 2020. — <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202019401038>.

PETROGENETIC TYPING OF VOLCANICS FROM THE TOP OF THE OIL-BEARING PRE-JURASSIC COMPLEX IN THE ELIZAROVSKY TROUGH OF THE WEST SIBERIAN PLATE

Yu. V. Rostovtseva^{1**} , V. D. Nemova^{2,3} , N. V. Nemchenko⁴ , S. V. Tomasenko⁴ , and V. V. Pustynnikova⁴ 

¹Geophysical Centre of the Russian Academy of Sciences (GC RAS), Moscow, Russia

²LUKOIL-Engineering, Moscow, Russia

³Gubkin University, Moscow, Russia

⁴Aprelevka Branch of All-Russian Research Geological Oil Institute (VNIGNI), Aprelevka, Moscow Region, Russia

****Correspondence to:** Yuliana Rostovtseva, yu.rostovtseva@gcras.ru

The results of petrogenetic typing of acidic volcanic rocks (rhyolites and dacites) of the top of the oil-bearing pre-Jurassic complex of the field located in the Elizarovsky trough of the West Siberian plate are considered. These volcanic deposits have a complex structure and, according to the results of well sampling, are characterised by extremely high variability of rock productivity, irregular watering, and, probably, the presence of several levels of water-oil contacts. The study of core material (about 850 linear m) and rocks in thin sections (1320 samples), as well as the application of high-precision research methods (e.g. microprobe and X-ray phase analyses) made it possible to identify 32 types of rocks based on composition, textural and structural features, which were united into 7 groups of similar deposits. As a result of genetic interpretation of the rock structure, the presence of lavas, lavobreccia/clastolavas, lavoclastites, tuffs, lake sediments without and with pyroclastics, and metasomatites was established. The formations of the first four genetic types predominate in this rock complex. In the studied volcanics no reliable signs of the development of weathering horizons were not revealed. The volcanic rocks are characterised by different degrees of secondary transformation, in which the formation of improved reservoir properties was mainly due to leaching, which occurred under the action of solutions at depth, as well as the appearance of fracturing. The best reservoir properties are characterised mainly by effusives with pearlite texture, volcanoclastics and amygdaloid effusives. Volcanic rocks with improved filtration-capacity properties are characterised by porosity values up to 25–28% and permeability values up to the first tens of mD.

Keywords: volcanics, petrotypes, genotypes, reservoir properties, pre-Jurassic complex, West Siberian Plate.

Citation: Rostovtseva Yu. V., Nemova V. D., Nemchenko N. V., Tomasenko S. V., and Pustynnikova V. V. (2025), Petrogenetic typing of volcanics from the top of the oil-bearing pre-Jurassic complex in the Elizarovsky trough of the West Siberian Plate, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4013, <https://doi.org/10.2205/2025ES001042>, EDN: DMLDTW

RESEARCH ARTICLE

Received: June 2, 2025

Accepted: July 13, 2025

Published: September 30, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Bulynnikova A. A., Braduchan Yu. V., Kipriyanova F. V., et al. Stratigraphic-paleontological basis for detailed correlation of oil and gas deposits of the West Siberian Lowland. — Tyumen : ZapSibNIGNI, 1972. — 226 p. — (In Russian).
Emelyanenko P. F. and Yakovleva E. B. Petrography of igneous and metamorphic rocks. — Moscow : MSU, 1985. — 248 p. — (In Russian).

- Frolov V. T. Genetic typing of marine sediments. — Moscow : MSU, 1984. — 222 p. — (In Russian).
- Frolov V. T. Lithology. Book 1. — Moscow : MSU, 1992. — 336 p. — (In Russian).
- Frolov V. T. Lithology. Book 3. — Moscow : MSU, 1995. — 352 p. — (In Russian).
- Gramenitsky E. N. Petrology of metasomatic rocks. — Moscow : Infra-M, 2012. — 20 p. — (In Russian).
- Khromova I. Yu., Kunin K. N., Kashcheev D. E., et al. Exploration and Oil Discovery in Pre-Jurassic Section of a Field in Western Siberia - A New Idea for the Mature Basin (Russian) // SPE Russian Petroleum Technology Conference. — Moscow : Society of Petroleum Engineers, 2015. — P. 1–17. — <https://doi.org/10.2118/176622-ru>. — (In Russian).
- Kontorovich A. E., Nesterov I. I., Salmanov F. K., et al. Geology of oil and gas in Western Siberia. — Moscow : Nedra, 1975. — 680 p. — (In Russian).
- Lofgren G. Experimentally Produced Devitrification Textures in Natural Rhyolitic Glass // Geological Society of America Bulletin. — 1971. — Vol. 82, no. 1. — P. 111–124. — [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[111:epdtin\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[111:epdtin]2.0.co;2).
- Maleev E. F. Volcanites. Handbook. — Moscow : Nedra, 1980. — 240 p. — (In Russian).
- McPhie J., Doyle M. and Allen R. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. — Centre for Ore Deposit, Exploration Studies, University of Tasmania, 1993. — 198 p.
- Nasedkin V. V. Petrogenesis of acid volcanics. — Moscow : Nauka, 1975. — 206 p. — (In Russian).
- Nemova V. D., Rostovtseva Yu. V., Bazhukova T. A., et al. Lithogenetic classification as a basis for studying complex volcanogenic-sedimentary rocks using the example of deposits of the pre-Jurassic complex of Western Siberia // Sedimentary rocks - 2022. — Moscow : LCC MAKS Press, 2024. — P. 84–86. — <https://doi.org/10.29003/m4304.978-5-317-07292-6>. — (In Russian).
- Puchkov V. N. Geology of the Urals and Cis-Urals (Actual Problems of Stratigraphy, Tectonics, Geodynamics and Metallogeny). — Ufa : DesignPress, 2010. — 280 p. — EDN: [SMDNVH](#) ; (in Russian).
- Shadrina S. V. Composition, structure, and age of the pre-Jurassic basement rocks in the northeastern framing of the Krasnoleninsky anticlinal fold // Oil and gas geology. — 2018. — No. 4. — P. 27–33. — <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-4-27-33>. — EDN: [MBFEYX](#) ; (in Russian).
- Shein B. C. Geology and oil and gas potential of Russia. — Moscow : VNIGNI, 2006. — 776 p. — EDN: [QKFXTB](#) ; (in Russian).
- Shlykov V. G. X-ray analysis of the mineral composition of dispersed soils. — Moscow : GEOS, 2006. — 176 p. — (In Russian).
- Shmakov V. D., Kaskov N. R., Bakulin A. A., et al. Geological structure and reservoir productivity of Pre-Jurassic basement rocks of the Sredne-Nazymskoye oil field (Western Siberia): new data // Georesursy. — 2023. — Vol. 25, no. 3. — P. 111–118. — <https://doi.org/10.18599/grs.2023.3.14>. — (In Russian).
- Smirnov O. A., Lukashov A. V., Borodkin V. N., et al. Promising Zones Identification in the Pre-Jurassic Section of the Sredne-Nazym Field in Western Siberia on the Basis of Compilation of Geological and Geophysical Data // Neftegazovaya Geologiya: Teoriya i Praktika. — 2022. — Vol. 17, no. 3. — P. 1–16. — https://doi.org/10.17353/2070-5379/28_2022. — (In Russian).
- Smirnova M. E., Panchenko I. V., Kulikov P. Yu., et al. Structure, Rock Types, and Reservoir Properties of Altered Permian-Triassic Rhyodacites in Grabens of the Frolov Megadepression in Western Siberia // Lithology and Mineral Resources. — 2024. — Vol. 59, no. 2. — P. 206–233. — <https://doi.org/10.1134/S0024490223700438>.
- Steven T. A. and Lipman P. W. Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. — US Geological Survey, 1976. — 35 p. — <https://doi.org/10.3133/pp958>.
- Strakhov N. M. Types of lithogenesis and their evolution in the history of the Earth. — Moscow : Scientific, technical publishing house of literature on geology, mineral resources protection, 1963. — 534 p. — (In Russian).
- Surkov V. S. and Zhero O. G. Foundation and development of the platform cover of the West Siberian plate. — Moscow : Nedra, 1981. — 143 p. — (In Russian).
- Tectonic map of the central part of the West Siberian plate / ed. by V. I. Shpilman, N. I. Zmanovsky and L. L. Podsova. — Tyumen : AU "NAC RN named after V. I. Shpilman", 1998. — (In Russian).
- Wang J. and Zhou Y. Study on volcanic reservoir characteristics of Yingcheng Formation in Xudong area of Xujiaweizi fault depression // E3S Web of Conferences 194. — 2020. — <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202019401038>.

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

А. Д. Алексеев¹ , В. Д. Немова^{1,2*} , Е. Е. Сапогова¹ , Ю. В. Ростовцева³ 

¹ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия

²РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва, Россия

³Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

* **Контакт:** Варвара Дмитриевна Немова, Varvara.Nemova@lukoil.com

Статья посвящена комплексному анализу нефтегазоносности доюрского вулканогенно-осадочного комплекса (ДЮК) в пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна. На основе существующей петрогенетической типизации вулканитов кровли ДЮК разработана модель крупных циклов извержения, устанавливающая распределение пород-коллекторов и неколлекторов. Для снижения неопределённости межскважинной корреляции предложена методика разделения пород по стандартному комплексу геофизических исследований скважин (ГИС), оценивающая вероятность принадлежности петрогенетических типов к коллекторам или неколлекторам. Совместная интерпретация данных сейсморазведки, скважинных материалов, петрографических и литологических исследований ядра позволила отождествить элементы циклов в сейсмическом поле и построить поверхности условных геологических тел, связанных с природными резервуарами. Применение разработанного алгоритма на месторождении в Западной Сибири (более 300 скважин) показало, что ДЮК сложен серией из 10 линзовидных пачек, латерально перекрывающих территорию «черепично»: от одной пачки на востоке до наложения трёх пачек на северо-западе. Хотя для полного построения модели ДЮК, пригодной для планирования разработки и доразведки, требуется дополнительное изучение гидродинамической связи между объектами (усложнённой высокой латеральной и вертикальной изменчивостью и разрывными нарушениями), проделанная работа формирует основу для последующего эффективного исследования подобных пород.

Ключевые слова: вулканиты, методика классификации пород по данным ГИС, коллекторские свойства, доюрский комплекс, Западно-Сибирская плита.

Цитирование: Алексеев А. Д., Немова В. Д., Сапогова Е. Е., Ростовцева Ю. В. Изучение природных резервуаров вулканогенно-осадочного доюрского комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4014. — DOI: 10.2205/2025es001043 — EDN: KJDUFZ

Научная статья

<https://elibrary.ru/KJDUFZ>

Получено: 2 июня 2025 г.

Принято: 13 июля 2025 г.

Опубликовано: 30 сентября 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

Введение

В Западно-Сибирском осадочном бассейне принято выделять два этажа нефтегазоносности. Верхний – юрско-кайнозойский представлен терригенными породами, достаточно хорошо изучен, так как к нему приурочено большинство разрабатываемых месторождений. Нижний – доюрский этаж, представленный гетерогенными породами фундамента, изучен слабо, но интерес к нему с каждым годом нарастает в связи с перспективой наращивания ресурсной базы УВ.

Изучение нефтегазоносности доюрского вулканогенно-осадочного комплекса (ДЮК) является нетривиальной задачей по причине необходимости учёта его специфических качеств, из-за которых устоявшиеся традиционные методы поиска и разведки

месторождений не могут быть применены в полной мере. Особенно это касается вулканогенных пород, так как приуроченные к ним месторождения в мире встречаются достаточно редко, опыта их разведки и разработки, описанного в литературе, мало.

Выбор эффективных подходов исследования вулканогенно-осадочного комплекса отложений, опираясь на которые можно строить модели с прогнозной способностью, удовлетворяющей целям планирования разработки, является актуальной задачей в связи с тем, что в Западной Сибири количество месторождений, где он вводится в разработку, неуклонно растёт. Решение вопроса невозможно без практически ориентированной типизации пород, адаптации методов выделения коллекторов с учётом сложного характера пустотного пространства, подбора площадных методов прогноза с использованием дистанционных методов, таких как 3D-сейсморазведка.

Изучаемое месторождение многопластовое, основной технологией его разработки является бурение наклонно-направленных скважин с последующим гидроразрывом пласта (ГРП) с целью интенсификации притока. Наличие техногенной трещиноватости приводит к искажению профилей притока в скважинах, определяемых по промыслово-геофизическим исследованиям (ПГИ), что не позволяет их полноценно привлечь в качестве прямых методов для поиска признаков коллектора по другим косвенным данным, таким как геофизические исследования скважин (ГИС), материалы лабораторного исследования керна, результаты газового каротажа в процессе бурения. Эти факты сужают спектр возможных подходов для выделения коллекторов, и усложняют процесс доказательства достоверности методов локализации объектов разработки в разрезе и прогноза их развития по площади.

Статья посвящена изучению доюрского комплекса на примере одного разрабатываемого месторождения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и отражает ключевые выводы, полученные при увязке результатов углублённого анализа керна с петрофизическими, промыслово-геофизическими и сейсмическими данными, проведёнными с целью формирования взаимосогласованных подходов эффективных исследований ДЮК, прогноза развития в нем коллекторов по площади и планирования дальнейшей разработки. Необходимо подчеркнуть, что достижение заявленной цели представляет собой сложную, разнонаправленную задачу, которую невозможно решить в рамках одной дисциплины, поэтому следует работать в слаженной мультидисциплинарной команде.

Петрогенетическая типизация вулканитов кровли нефтеносного доюрского комплекса

В статье [Ростовцева и др., 2025] для изучаемых пород вулканогенно-осадочного доюрского комплекса предлагается использовать термин «вулканиты», который широко применяется в отечественной геологии и за рубежом. Под «вулканитами» понимаются любые продукты вулканизма, включающие эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные разности, независимо от их химического состава.

Вулканогенно-осадочный комплекс ДЮК на изучаемом месторождении исследован путём анализа существенного объёма керна и шлифов с уточнением состава пород методами рентгенофлуоресцентного, рентгеноструктурного анализа и зондовой электронной микроскопии. По набору первичных породообразующих минералов вулканиты изучаемого месторождения однотипны и относятся к магматическим породам кислого состава, отвечающим риолитам и дацитам. Как правило, они характеризуются разной степенью вторичных преобразований, влияние которых может существенным образом сказываться на минеральном составе пород и коллекторских свойствах. Породы сгруппированы в литотипы и петротипы, проинтерпретированные с точки зрения их генезиса, предопределяющего морфологию геологических тел (табл. 1). Из выделенных групп пород ДЮК на основании генетической интерпретации составлена схема их идеализированного «сонахождения» (рис. 1а), исходя из коллекторских свойств генетических типов пород построена аналогичная схема соотношения коллекторов и неколлекторов в одном цикле извержения (рис. 1б).

На исследуемом месторождении доказано наличие множественных каналов излияния лав, их чередования с продуктами эксплозивных извержений, а также влияние наложенных тектонических процессов, разбивших вулканические покровы на блоки. Следовательно, рассматриваемый комплекс имеет крайне сложную морфологию и соотношение пород-коллекторов и пород-покрышек, осложнённых разрывными нарушениями с высокоамплитудными смещениями [Немова и др., 2024; Смирнова и др., 2024; Хисамутдинова и др., 2021; Хромова и др., 2015]. Без разработки методов идентификации элементов цикла извержения, идеализированная схема которого представлена на рис. 1, решение задачи отождествления объектов ДЮК в скважинах и их прослеживания по площади (корреляция) не представляется возможным.

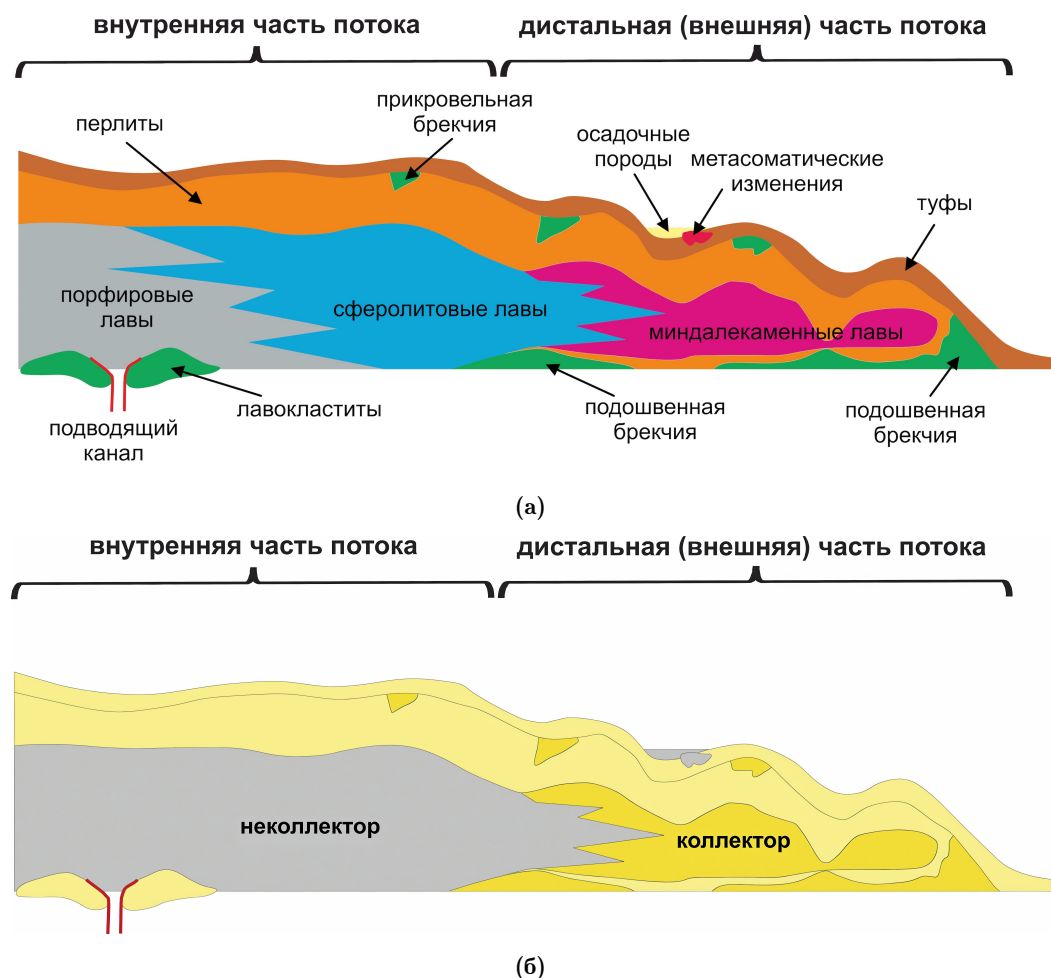


Рис. 1. Принципиальные схемы соотношения [по *Bonnichsen and Kauffman*, 1987, с дополнениями] (а) выделенных типов пород в разрезе одного крупного цикла извержения и (б) коллекторов – неколлекторов.

По минеральному составу изученные породы ДЮК довольно однотипны, не имеют явных признаков, обусловленных различным вещественным составом, по которому их можно различать в скважинах по показаниям методов ГИС. В этой связи следует ожидать, что основные контрасты в полях геофизических методов обусловлены изменениями фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС), поэтому решение задачи идентификации элементов цикла извержения видится, прежде всего, через поиск надёжных методов разделения пород на коллекторы и неколлекторы. Далее, опираясь на керновые исследования, необходимо выполнить работу по идентификации основных групп пород в скважинах. На третьем этапе необходимо выяснить условия, при которых формируется отражающий горизонт в сейсмическом волновом поле, и каким образом отражающая граница связана с элементами цикла извержения.

Таблица 1. Петротипизация пород доюрского комплекса с генетической интерпретацией [Ростовцева и др., 2025]

Группа	Ряд	Генотипы		Группы петротипов/ литотипов	Петротипы/ литотипы	Возможный коллектор/ неколлектор	
Вулканогенная	Эффузивный	Лава	Купола и лавовые потоки	Первая группа: Эффузивы с афировой структурой (А)	С массивной текстурой (А1)	Преиму- щественно неколлектор	
					С миндалекаменной текстурой (А2)		
					С перлитовой текстурой (А3)		
				Вторая группа: Эффузивы с порфировой структурой (П)	С массивной текстурой (П1-1, П1-2, П1-3)		Возможный коллектор
					С полосчатой текстурой (П2)		
					С флюидальной текстурой (П3) ламинарной (П3-1) и «зигзагообразной» (П3-2)		
					С миндалекаменной текстурой (П4)	Преиму- щественно неколлектор	
				С перлитовой текстурой (П5)			
		Третья группа: Эффузивы в основной массе сферолитовые (С)	С сферолитами (С1-1, С1-2)	Возможный коллектор			
			С сферолитами и литофизами (С2)				
Осадочно-вулканогенная	Осадочно- эффузивный	Лавобрекчия/ Кластолава	Четвёртая группа: Вулканокластиты (КЛ, КТ)	Литокластические с брекчиевой структурой (брекчия лавовая) сцементированная лавой (КЛ1)	Возможный коллектор		
				Литокластические с брекчиевой структурой (брекчия лавовая) с экзогенным заполнителем (КЛ2)			
	Осадочно- эксплзивный	Туфы		Витрокластические (КТ1)	Преиму- щественно неколлектор		
				Кристалло-витрокластические (КТ2)	Возможный коллектор		
				Кристалло-витролитокластические (КТ3)			
				Литокласто-кристалло-витрокластические (КТ4) с «фьямме»			
				Вулканогенно- осадочная	Эксплзивно- осадочный	Туффиты	Алевролиты с примесью пирокластического материала (Тал)
Аргиллиты алевритистые и алевролитовые с примесью пирокластического материала (Тар: Тар1, Тар2)							
ОВ, переслаивающиеся с тонкими прослоями пирокластики (Тов)							
Осадочная	Механогенный и биогенный	Озёрные?	Шестая группа: Осадочная (Ал, Арал, Ар, Аров)	Алевролит (Ал)			
				Чередование алевролитовых и глинистых прослоев (АрАл)			
				Аргиллит алевритистый и алевритовый (Ар)			
				Аргиллит с обилием ОВ (Аров)			
Метасомати- ческая	Вторичный	Метасоматиты	Седьмая группа: Метасоматиты (М)	Кальцито-глинисто-кварцевые породы (М1, М2, М2ов)			

Основу фактического материала по изучаемому месторождению, использованному в исследовании, составляют данные геофизических и геолого-технологических исследований, а также опробование в обсаженном стволе более чем 300 скважин. Из них 20 охарактеризованы керном с высоким процентом выноса из доюрского вулканогенно-осадочного комплекса с общим метражом более 1000 погонных метров. Количество изученных образцов превышает 960. Также учитываются показатели и результаты работы добывающих скважин. Сейсмический материал представлен обработанными данными 3D-сейсморазведки в виде амплитудного куба и куба вероятности коллектора, охватывающих территорию, покрывающую две трети изучаемого месторождения.

Разработка петрофизических методов разделения пород на коллекторы и неколлекторы

В контексте всего вышесказанного стандартные петрофизические задачи поиска способов выделения пород-коллекторов и разработки методов количественного определения их основных параметров, которые принято называть подсчётными, приобретают новый смысл. Так как методы геофизических исследований скважин не способны напрямую определять литотипы и петротипы, представленные в табл. 1, то предлагается сперва разработать методы разделения пород на коллекторы и неколлекторы, а затем соотнести с ними генетические типы и отражающие сейсмические границы.

Традиционно обоснование методов разделения пород на коллекторы и неколлекторы проводится с использованием двух видов критериев: петрофизического и статистического. В основе петрофизического – лежит построение зависимостей между коэффициентами динамической пористости и другими параметрами, определяемыми по результатам лабораторного исследования керна. При этом лабораторные замеры осуществляются на стандартных цилиндрических образцах, которые выпиливаются из наиболее плотных и крепких пород, поэтому они не в достаточной мере характеризуют неоднородность комплекса исследуемых отложений.

Статистический критерий является более универсальным, он применим для всех типов коллекторов вне зависимости от структуры пустотного пространства. В общепринятом варианте он базируется на анализе кумулятивных кривых (накопленной вероятности), построенных отдельно по интервалам коллектора и неколлектора, выделенных с использованием прямых признаков по ГИС, вызываемых проникновением фильтрата бурового раствора в пласт в проницаемых разностях пород, либо результатов определения профиля притока по данным промыслово-геофизических исследований.

По классификации коллекторы доюрского вулканогенно-осадочного комплекса относятся к смешанному типу, так как характеризуются наличием сразу нескольких видов пустотного пространства. На изучаемом месторождении петрофизические критерии определения коллектора дают достаточно высокое значение граничной пористости – 15,3% (и это на глубине более 3000 метров!). При этом, в ряде случаев после ГРП получены промышленные притоки из интервалов при гораздо меньших значениях пористости, что скорее всего, обусловлено влиянием особенностей структуры порового пространства породы.

Использование статического критерия в ДЮК в общепринятом варианте затруднено, так как в силу низкой проницаемости прямые качественные признаки коллектора по ГИС проявляются слабо или не проявляются вовсе, а привлечение профилей притока по данным ПГИ имеет свои ограничения, связанные с низкой чувствительностью приборов при малых дебитах и искажениями положений приточных интервалов после проведения ГРП. В этой связи необходимо изыскивать другие не менее эффективные варианты.

Применить статистический критерий для обоснования выделения коллектора позволили данные специальной обработки фотографий керна в ультрафиолетовом свете (УФС). Для этого посредством компьютерного алгоритма осуществлено их RGB¹-

¹ RGB – аббревиатура основных цветов: красный (Red), зелёный (Green), и синий (Blue). Разложение – означает определение вклада каждого из цветов.

разложение, по результатам которого сформирован цифровой образ люминесцентного свечения, затем на его основе рассчитана числовая кривая интенсивности свечения керна в ультрафиолетовом свете, диапазон значений которых приведён к интервалу от 0 до 1. Идентичность условий фотографирования и соблюдения сроков изучения керна в лаборатории позволяют выделять нефтенасыщенные породы с использованием постоянного порогового значения – 0.25, выбранного эмпирически, исходя из превышения над уровнем фонового свечения и проверки статистикой по работающим скважинам. Необходимо отметить, что таким образом можно идентифицировать только нефтенасыщенные коллекторы, а водонасыщенные интервалы следует исключать из выборки, чтобы избежать ошибок при определении критических значений для коллектора. Для этого фотографии колонок керна при RGB-анализе необходимо ограничить кровлей самого верхнего светящегося в УФС интервала и подошвой самого нижнего. Петрофизический планшет с примером результата RGB-разложения фотографий колонок керна представлен на [рис. 2а](#).

На [рис. 2б](#) представлены кумулятивные кривые для определения граничного значения коэффициента пористости статистическим способом по результатам анализа фотографий керна в УФ по всей имеющейся выборке, оно до десятых долей совпадает с таковым определенным петрофизическим способом. Следовательно, в целом по всей выборке продуктивные породы ведут себя как поровые коллекторы.

Для прояснения причин получения притоков из интервалов с $K_p < 15,3\%$ выполнено построение аналогичных кумулятивных кривых отдельно по каждой скважине. Оно показало широкий разброс по скважинам граничных значений пористости коллектора от 10,3% до 24%, это говорит о том, что полученная критическая величина в 15,3% представляет собой некое среднее значение по выборке, которое не является абсолютным нижним пределом коллектора. В этой связи логичным дальнейшим шагом исследований стало детальное изучение материалов по скважине с минимальным значением граничного значения коэффициента пористости.

На [рис. 2в](#) представлены кривые накопленной вероятности по керну из скважины, где выявлено свечение керна в УФС с минимальными значениями коэффициента пористости – 10,3%. Тестовая проверка на предмет возможного использования отсечки по пористости в 10,3% для выделения коллектора во всех скважинах показала, что результаты вступают в противоречие с данными анализа фотографий керна в УФС, а также с результатами ПГИ в остальных скважинах, поэтому это значение не подходит в качестве универсального. По-видимому, нижний абсолютный предел коллектора в вулканогенно-осадочных породах ДЮК определяется сочетанием сразу нескольких факторов, которые предстоит выяснить.

Методика выявления коллекторов по ГИС

Исходя из методов выявления, вулканогенно-осадочный ДЮК изучаемого месторождения содержит как минимум два типа коллекторов. Первый – условно «чисто поровый» коллектор: уверенно определяется по граничному значению коэффициента пористости $K_{p_{гр}} = 15,3\%$ как при помощи петрофизического критерия, так и посредством статистического. Второй характеризуется меньшим значением $K_{p_{гр}}$, но только одной величины граничной пористости для его выделения недостаточно.

На [рис. 3](#) представлена типичная ситуация, когда в кровельной части хорошего нефтенасыщенного пласта при всех прочих равных свойствах наблюдается значительное снижение удельного электрического сопротивления (УЭС). Этот эффект можно было бы объяснить наличием трещин, заполненных проводящей жидкостью, коей является пластовая вода, однако множество проведённых опробований скважин показало, что подобные аномалии не характеризуются повышенной проницаемостью, к которой трещиноватость должна приводить. Кроме того, выполненные исследования с помощью электрических пластовых имиджеров показали отсутствие значимых систем проводящих трещин. Сопоставление интервалов аномалий с описаниями керна позволило установить, что они наиболее часто проявляются в породах с брекчиевой структурой,

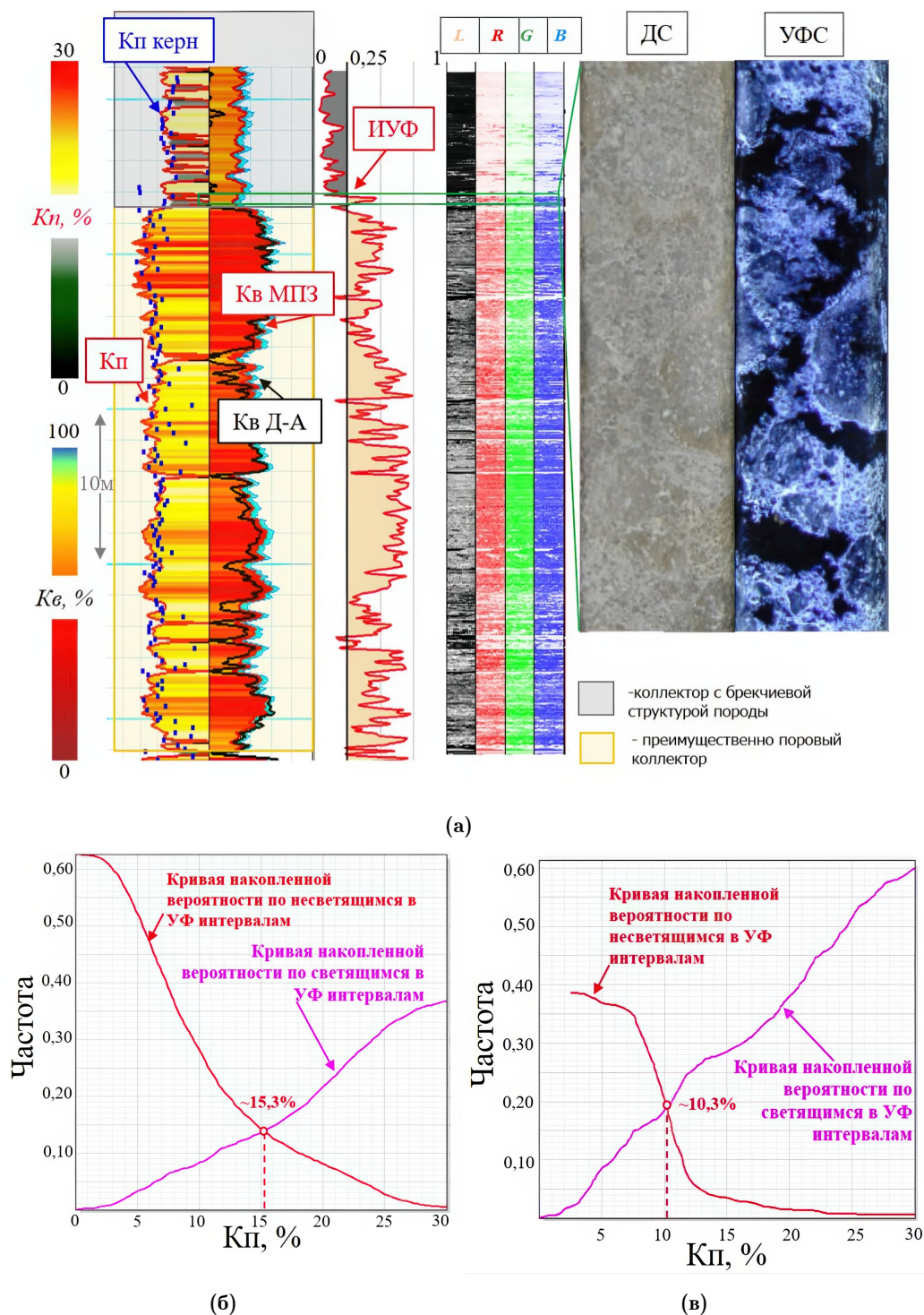


Рис. 2. Обоснование $K_{пGr}$ статистическим способом по свечению керна в УФ: (а) петрофизический планшет с результатами RGB-разложения фотографий колонок керна: $K_{п}$ – коэффициенты пористости; $K_{в}$ – коэффициенты водонасыщенности (МПЗ – модель переходной зоны, Д – А – модель Дахнова – Арчи); RGB – разложение фотографий керна в ультрафиолетовом свете по основным цветам (красный (Red), зелёный (Green), и синий (Blue)), L – цифровой образ люминесценции керна в УФ; ИУФ – кривая интенсивности свечения керна в УФС; (б) по всем имеющимся данным; (в) по одной скважине с минимальным значением $K_{пGr}$.

что можно обосновать наличием как минимум двух сред: плохо проводящего электрический ток «матрикса» и «заполнителя», который может иметь более высокую электрическую проводимость. Также наличием брекчиевой структуры у породы мож-

но объяснить уменьшение величины граничной пористости относительно порогового значения в $K_p = 15,3\%$ у порового коллектора.

Таким образом, на выявлении эффекта снижения удельных электрических сопротивлений в нефтенасыщенном пласте можно построить методику выделения пород-коллекторов с брекчиевой структурой. Важно отметить, что аномалии снижения УЭС в нефтенасыщенном пласте вызваны прежде всего наличием второй среды («заполнителя»), электрическая проводимость которой значительно превышает таковую у основной («матрикса»), поэтому эффект снижения сопротивления имеет более общую природу, чем наличие у пород брекчиевой структуры.

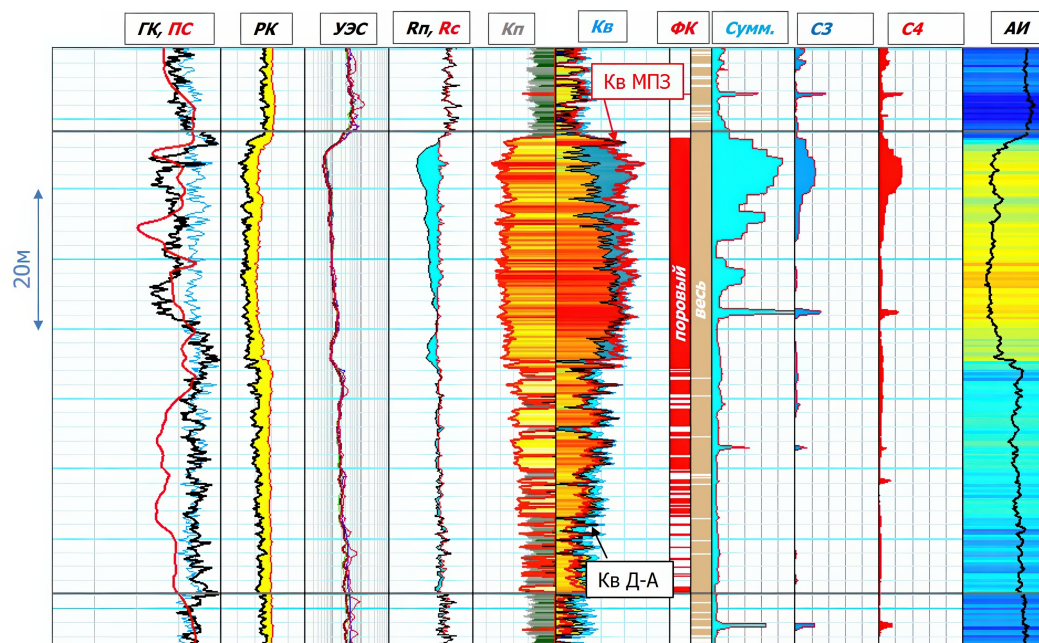


Рис. 3. Геофизический планшет с аномалией снижения УЭС в кровле нефтенасыщенного пласта: ГК – гамма метод; ПС – потенциал собственной поляризации; РК – радиоактивный каротаж (ГГКп и 2ННК); УЭС – многозондовый метод удельных электрических сопротивлений; Кп – коэффициенты пористости; Кв – коэффициенты водонасыщенности в масштабе от 1 до 0 (МПЗ – модель переходной зоны, Д – А – по модели Дахнова – Арчи); ФК – флаги коллектора (по критерию для порового коллектора ($K_p > 15,3\%$); по всему коллектору); Сумм. – суммарные газопоказания при бурении; С3, С4 – газопоказания по нефтяным гомологам метана; АИ – акустический импеданс.

Для реализации описанной выше идеи необходимо разработать метод расчёта УЭС, на который наличие второй проводящей среды не влияет или влияет слабо. В настоящее время существует множество моделей, так называемой переходной зоны (МПЗ). Среди них можно указать: Брукса – Кори, Лямбда, Скелта – Харрисона, Тимура, J -функцию (модель Леверетта), КСПП (концепция связанности порового пространства). Все МПЗ представляют собой функцию, выражающую зависимость коэффициентов водонасыщенности (K_v) от высоты над зеркалом чистой воды (ЗЧВ) и фильтрационно-ёмкостных свойств. Основой для их построения служат капилляриметрические исследования керна. Так как стандартные цилиндрические образцы в основном выпиливаются из целостных участков керна, то МПЗ главным образом характеризуют насыщение монолитных блоков, то есть результаты их применения ведут себя как будто вторая высокопроводящая среда отсутствует.

Обе модели в чисто поровом коллекторе дают идентичные значения, а при наличии второй среды с более высокой электрической проводимостью водонасыщенность по электрической модели будет выше, что позволяет выделять на качественном уровне породы, для которых характерен этот эффект (см. рис. 3 трек K_v , масштаб обрат-

ный). Для удобства в работе водонасыщенность по МПЗ можно пересчитать с теми же самыми параметрами электрической модели в расчётные удельные электрические сопротивления и сравнивать их замеренными. На [рис. 3](#) (трек R_п, R_с) представлено сопоставление фактических (R_п) и синтетических (R_с) величин пластовых сопротивлений, по расхождению которых выделяются предполагаемые интервалы развития брекчий.

В подтверждение сделанного вывода на [рис. 2а](#) представлен планшет, на котором проиллюстрированы результаты определения коэффициентов насыщения двумя способам по модели переходной зоны, построенной по методике Брукса – Кори (К_в МПЗ) [Brooks and Corey, 1964] и по общепринятой модели Дахнова – Арчи с использованием данных по удельным электрическим сопротивлениям (К_в УЭС). Как видно из рисунка, в преимущественно поровом коллекторе с К_п > 20%, что превышает граничную величину, определённую петрофизическим способом в 15,3%, обе модели дают очень близкие значения, что нельзя сказать о верхней части пласта, где по электрической модели получаются сильно заниженные значения коэффициентов нефтенасыщенности, хотя нефтяное насыщение присутствует, что видно по фотографии колонки в УФС. В этой части пласта пористость составляет 11–13%, что заведомо ниже 15,3%, но выше минимальной отсечки в 10,3%. Существенное расхождение кривых является качественным признаком наличия второй проводящей среды, в данном случае она приурочена к породам с брекчиевой структурой, что видно по фотографиям в дневном и ультрафиолетовом свете. Таким образом, можно прийти к выводу, что для различных типов коллекторов необходимо применять свои индивидуальные количественные критерии.

Методика разделения пород на коллекторы и неколлекторы

Ранее по результатам проведённых работ по изучению вулканитов ДЮК сделано предположение об индивидуальных границах при выделении коллектора. Для «чисто поровых» разностей эта величина определена на основе принятого ранее петрофизического критерия – 15,3%, а привлечение статистического критерия на основе специальной обработки фотографий в ультрафиолетовом свете позволило выяснить, что в породах с брекчиевой структурой нижняя граница коллектора может уменьшаться до 10,3%. Вероятно, на величину пористости в брекчиях оказывает влияние места отбора образцов и значение 10,3%, тоже весьма условное, но тем не менее, оно обосновано в статистическом смысле на имеющемся фактическом материале.

Таким образом, в разрезах ДЮК изучаемого месторождения к коллекторам отнесены разности со следующими характеристиками: К_п ≥ 15,3% (преимущественно поровый коллектор); К_п ≥ 10,3% при условии наличия признака снижения сопротивления в нефтенасыщенном пласте.

Определение вероятности отнесения генетических типов к коллекторам и неколлекторам

В [табл. 1](#) по результатам литолого-петрографического изучения пород сделаны предположения о возможной принадлежности генетических типов к коллекторам, но они не цифрованы. На [рис. 4](#) представлены гистограммы вероятности коллектора и величин коэффициентов пористости по типам пород, построенные на основе лабораторных исследований керна и признака люминесцентного свечения колонок по данным специальной обработки фотографий. Наибольшую вероятность отнесения к коллектору имеют кластолавы (КЛ), они же имеют самые высокие значения коэффициентов пористости, в среднем превышающие 20%. Затем следуют вулканиты с перлитовой текстурой (П5), их средняя пористость составляет около 16%. Третьими по величине вероятности отнесения к коллектору идут вулканокластиты (КТ), с достаточно высокими значениями средней пористости около 20%. Интересная ситуация с вулканитами с порфировой структурой. Хотя массивные вулканиты и вулканиты с перлитовой структурой имеют приблизительно одинаковую вероятность принадлежности к кол-

лктору, разности с перлитовой структурой имеют гораздо более высокие значения коэффициентов пористости, достигающих в среднем 18% против 9% у массивных, что соответствует неколлекторам.

Руководствуясь количественными характеристиками по вероятности принадлежности генетического типа к коллектору или неколлектору, представления о строении разрезов и расположении элементов цикла извержения в опорных скважинах с высоким выносом керна можно переносить на другие скважины, где имеются результаты выделения интервалов коллекторов и оценки их ФЕС по данным геофизических исследований скважин. Таким образом, выполнив комплексный анализ скважинных данных, можно повысить достоверность межскважинной корреляции, но без привлечения данных сейсморазведки её нельзя считать достаточно обоснованной.

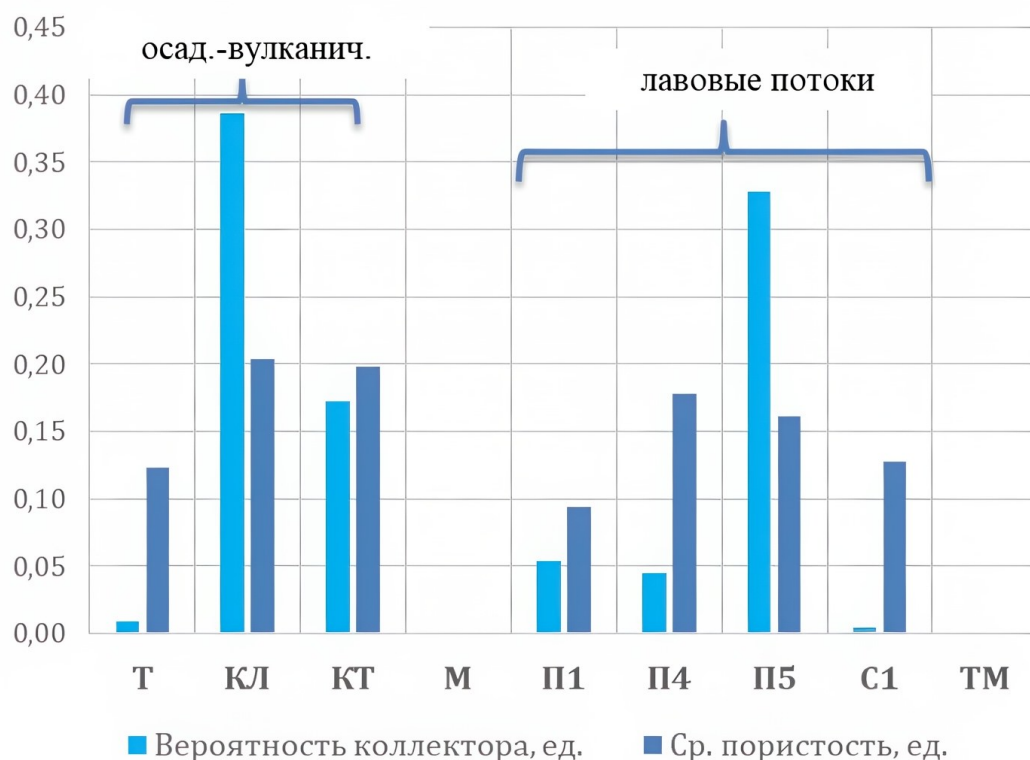


Рис. 4. Гистограммы вероятности коллектора и величин коэффициентов пористости по типам пород, построенные на основе лабораторных исследований керна и признака люминесцентного свечения по данным специальной обработки фотографий. Выборка состоит из 453 образцов. Аббревиатуры соответствуют петротипам из табл. 1.

Выделение природных резервуаров в доюрском комплексе по результатам интерпретации данных сейсморазведки

Подход, в основе которого лежит идентификация основных элементов циклов извержения за счёт выделения генетических типов вулканитов в опорных скважинах, охарактеризованных керном, и определения вероятности их нахождения во всех остальных, имеет большую долю неопределённости, обусловленную неоднозначностью прослеживания типов пород от скважины к скважине. Чтобы её снять следует использовать данные 3D-сейсморазведки.

Согласно стратиграфической привязке сейсмического волнового поля, яркие отрицательные отражения соответствуют кровле низкоплотных интервалов, представленных генетическими типами пород, относящихся к коллекторам с высокой пористостью: туфов, вулканокластиков, перлитовых и миндалекаменных лав (рис. 5). Яркие положительные отражения формируются при переходе к высокоплотным отложениям порфировых и сферолитовых лав, которые преимущественно являются флюидопора-

ми. Выделенные сейсмические пакки приурочены к кровле лавовых покровов. Для их выделения и прослеживания по площади привлечены дополнительные инструменты в виде аналога электрофаций, которые по форме кривых коэффициентов пористости и остаточной водонасыщенности позволяют проводить типизацию природных резервуаров (рис. 5). Для выделения прикровельных брекчий удобно использовать признак, обусловленный эффектом существенного снижения УЭС в кровельной части нефтенасыщенных пластов.

Выполнение совместной корреляции данных сейсморазведки и материалов скважин с опорой на петрографические и литологические исследования керн позволило отождествить различные элементы циклов извержения и построить поверхности предположительно единых геологических тел, приуроченных к интервалам коллекторов, окружённых породами с изолирующими свойствами.

На рис. 5. показан пример интерпретации сейсмических данных в интервале доюрского вулканогенно-осадочного комплекса, соотнесённого с принципиальной схемой крупного цикла извержения, представленного на рис. 1. Ядро цикла имеет самую большую толщину, его составляют породы-неколлекторы, представленные преимущественно порфировыми и сферолитовыми лавами, они сосредоточены в наиболее близкой к центру извержения и проксимальных частях. Пласты коллекторы в непосредственной близости к источнику извержения развиты слабо, они в основном представлены туфами и прикровельными брекчиями, имеют относительно небольшую мощность, которая обычно не превышает первые десятки метров. В проксимальной и дистальной частях цикла извержения породы-коллекторы могут быть развиты достаточно хорошо, их мощность обычно составляет несколько десятков, и может достигать 100 и даже более метров. Здесь коллекторы в основной массе представлены вулканокластитами (четвёртая генетическая группа).

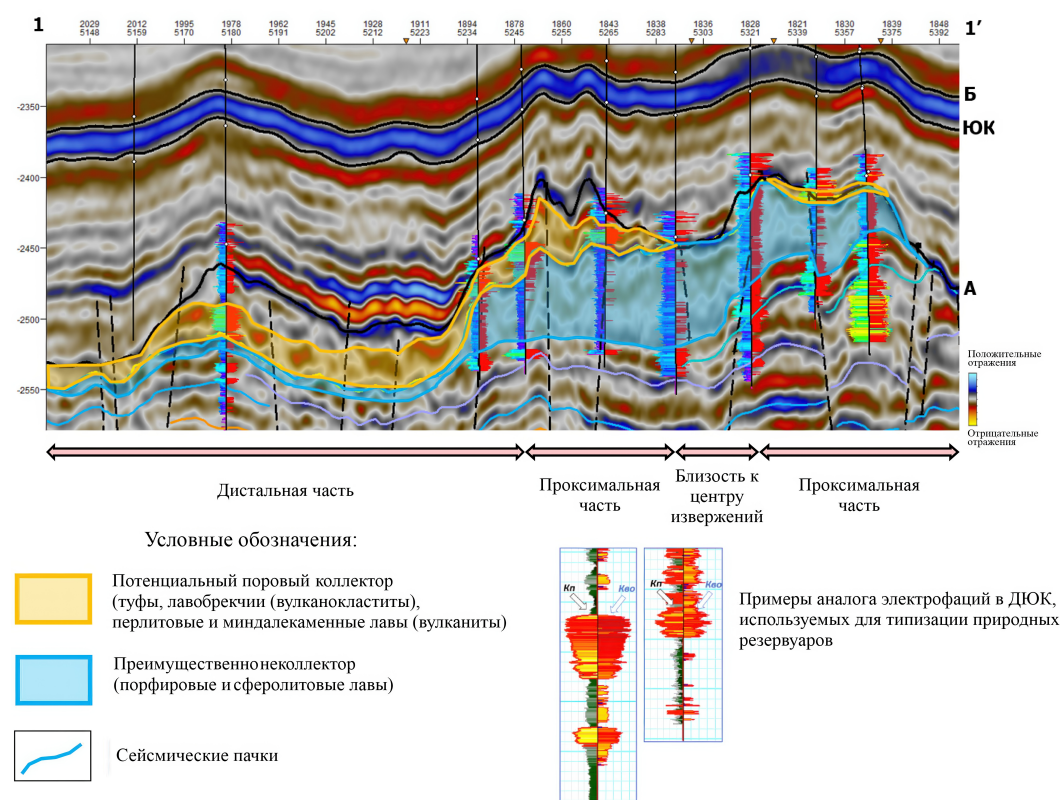


Рис. 5. Пример интерпретации сейсмических данных в интервале доюрского вулканогенно-осадочного комплекса по линии сейсмического разреза (рис. 6).

Результаты анализа скважинных и сейсмических материалов в пределах крупных циклов извержения позволяют объяснить причины и закономерности столь высокой

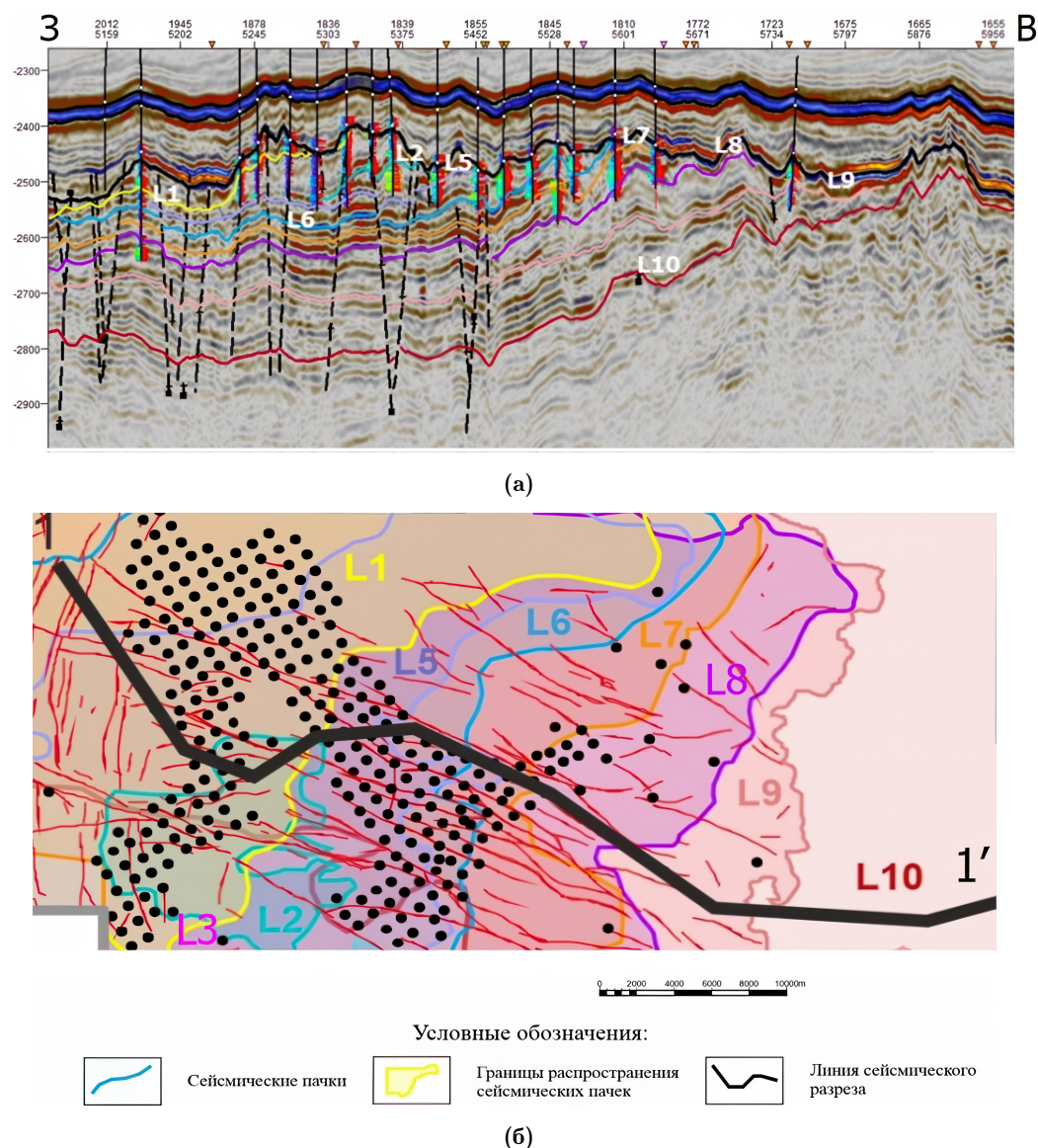


Рис. 6. Выделение природных резервуаров в доюрском комплексе: (а) сейсмическая корреляция пачек ДЮК, (б) схема распространения пачек по площади разреза 1-1'.

латеральной изменчивости разреза, которую можно условно связать с удалённостью от места излияния лавы. Вблизи центра извержений преобладают увеличенные общие толщины цикла, к краевым частям происходит их сокращение. Следовательно, на поднятиях общие мощности цикла будут повышенными, в пределах погруженных зон будет наблюдаться их сокращение. Что касается эффективных мощностей, то в пределах одного цикла они будут возрастать при удалении от центра извержения.

Под представленным на рис. 6 циклом можно наблюдать дистальную часть другого крупного цикла извержения. В практической работе обособленные тела коллектора, приуроченные к самостоятельным циклам извержения, удобно ассоциировать с пачками-линзами. Таким образом всего выделено десять пачек-линз, имеющих различную протяжённость по площади. Как видно из рис. 6 они покрывают изучаемую территорию как черепицы, последовательно налегая друг на друга. В восточной части прослеживается всего одна пачка, в наиболее разбуренной северо-западной – отмечается наложение сразу трёх пачек друг на друга (рис. 6б). Омоложение пачек в целом происходит с востока на запад.

Заключение

На основе петрогенетической типизации вулканитов кровли ДЮК, изложенной в статье [Ростовцева и др., 2025], разработана принципиальная схема «сонахождения» выделенных типов пород в разрезе одного крупного цикла извержения (рис. 1а), а также сделаны предположения о приуроченности пород-коллекторов и пород-неколлекторов к определенным элементам цикла (рис. 1б). Так как стандартный комплекс исследований в скважинах не позволяет определять петрогенетические типы пород, через которые идентифицируются элементы крупных циклов извержения, для целей снижения неопределённости при межскважинной корреляции определены их вероятности принадлежности к коллекторам и неколлекторам, для чего специально разработана методика их разделения по данным стандартного комплекса ГИС.

После чего выполнены работы по совместной корреляции данных сейсморазведки и материалов скважин с опорой на петрографические и литологические исследования кернa, которые позволили отождествить различные элементы циклов извержения с отражающими границами в сейсмическом волновом поле и построить поверхности условных геологических тел, которые можно связать с природными резервуарами.

Согласно результатам комплексного анализа широкого набора геолого-геофизических данных для изучаемого месторождения, расположенного в Западной Сибири, на котором пробурено более 300 скважин и ведётся эксплуатация, установлено, что доюрский вулканогенно-осадочный комплекс состоит из серии 10 пачек-линз, которые изучаемую территорию покрывают как черепицы. В восточной части прослеживается всего одна пачка, в наиболее разбуренной северо-западной – отмечается наложение сразу трёх пачек друг на друга (рис. 6б).

По итогам работ опробован алгоритм обработки геолого-геофизических данных ДЮК, который состоит из следующих этапов:

- изучение кернa для петрогенетической типизации вулканитов;
- выполнение интерпретации ГИС для целей разделения пород на коллекторы и неколлекторы;
- определение вероятности отнесения генетического типа к коллекторам или неколлекторам;
- проведение сводной корреляции сейсмических и скважинных данных с опорой на петрографические и литологические исследования кернa;
- выделение крупных циклов извержения и приуроченных к ним пачек-линз.

Приведённый перечень не является полным, так как для построения модели ДЮК, на основании которой можно планировать разработку и доразведку, необходимо иметь представления о гидродинамической связи между выделяемыми объектами. Ввиду высокой латеральной и вертикальной изменчивости разрезов, сильного влияния дизъюнктивно-блокового строения, эта тема является достаточно серьёзной и требует самостоятельного обсуждения. Тем не менее, проделанная работа позволяет сформулировать основные принципы эффективного исследования вулканогенно-осадочных комплексов.





Благодарности. Работа выполнена в рамках темы государственного задания №075-00439-25-00 Геофизического центра РАН, утверждённой Минобрнауки России.

Список литературы

- Немова В. Д., Ростовцева Ю. В., Бажукова Т. А. и др. Литогенетическая классификация как основа изучения сложнопостроенных вулканогенно-осадочных пород на примере отложений доюрского комплекса Западной Сибири // *Осадочные Породы* - 2024. — Москва : МАКС Пресс, 2024. — С. 84–86. — <https://doi.org/10.29003/m4304.978-5-317-07292-6>. — EDN: OSKXMR.
- Ростовцева Ю. В., Немова В. Д., Немченко Н. В. и др. Петрогенетическая типизация кислых вулканитов кровли нефтеносного доюрского комплекса месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2025. — Т. 25. — ES4013. — <https://doi.org/10.2205/2025es001042>. — EDN: DMLDTW.

- Смирнова М. Е., Панченко И. В., Куликов П. Ю. и др. Строение, петротипы и коллекторские свойства измененных пермско-триасовых риодацитов в грабенах Фроловской мегавпадины Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. — 2024. — № 2. — С. 245—276. — <https://doi.org/10.31857/s0024497x24020065>.
- Хисамутдинова А. И., Алексеева П. А., Романчук А. Ф. и др. Строение и прогноз коллекторов доюрского комплекса на одном из участков Елизаровского прогиба Фроловской мегавпадины по данным сейсморазведки 3D в условиях отсутствия скважинной информации // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — Санкт-Петербург, 2021. — Т. 16, № 4. — С. 1—17. — https://doi.org/10.17353/2070-5379/38_2021.
- Хромова И. Ю., Кунин К. Н., Кашеев Д. Е. и др. Создание модели продуктивности отложений доюрского комплекса на одном из месторождений Западной Сибири // Российская нефтегазовая техническая конференция SPE. — Society of Petroleum Engineers, 2015. — С. 1—17. — <https://doi.org/10.2118/176622-ru>.
- Bonnichsen B. and Kauffman D. F. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho // The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows. — Geological Society of America, 1987. — P. 119–145. — <https://doi.org/10.1130/spe212-p119>.
- Brooks R. H. and Corey A. T. Hydraulic Properties of Porous Media. — Fort Collins, Colorado : Colorado State University Hydrology Papers, 1964. — 37 p.

STUDY OF NATURAL RESERVOIRS IN THE VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY TO PRE-JURASSIC COMPLEX OF THE WEST SIBERIAN OIL-GAS BASIN

A. D. Alexeev¹, V. D. Nemova^{1,2**}, E. E. Sapogova¹, Yu. V. Rostovtseva³,

¹LUKOIL-Engineering, Moscow, Russia

²Gubkin University, Moscow, Russia

³Geophysical Centre of the Russian Academy of Sciences (GC RAS), Moscow, Russia

****Correspondence to:** Varvara Nemova, Varvara.Nemova@lukoil.com

This article provides a thorough analysis of the potential for petroleum within the Pre-Jurassic Volcanic-Sedimentary Complex (PJVC) of the West Siberian Sedimentary Basin. Based on existing petrogenetic classifications of the complex's volcanic rocks, the article develops a model of major eruptive cycles, delineating the distribution of reservoir and non-reservoir rocks. To minimise uncertainty in inter-well correlation, the article proposes a methodology for rock discrimination using standard wireline logging suites. This incorporates fracture analysis to evaluate the likelihood of petrogenetic types belonging to the reservoir or non-reservoir categories. The integrated interpretation of seismic data, well logs, core petrography and lithology enabled cycle elements to be identified within the seismic field and surfaces to be constructed representing conditional geological bodies associated with natural reservoirs. Applying this workflow to a field in Western Siberia involving over 300 wells revealed that the PJVC comprises a series of ten lenticular packages exhibiting an imbricate lateral overlap pattern, ranging from a single package in the east to three superimposed packages in the northwest. Further investigation into the hydrodynamic connectivity between these units is required, however, as this is complicated by the high levels of lateral and vertical heterogeneity and faulting. This investigation is necessary in order to build a complete PJVC model that is suitable for field development planning and appraisal drilling. Nevertheless, this study establishes a foundational framework for the efficient investigation of similar rock complexes in the future.

Keywords: volcanics, method of rocks classification by well LOGs, reservoir properties, pre-Jurassic complex, West Siberian Plate.

Citation: Alexeev A. D., Nemova V. D., Sapogova E. E., Rostovtseva Yu. V. (2025), Study of Natural Reservoirs in the Volcanogenic-Sedimentary to Pre-Jurassic Complex of the West Siberian Oil-Gas Basin, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4014, <https://doi.org/10.2205/2025ES001043>, EDN: KJDUFZ

RESEARCH ARTICLE

Received: June 2, 2025

Accepted: July 13, 2025

Published: September 30, 2025




© 2025. The Authors.

References

- Bonnichsen B. and Kauffman D. F. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho // The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows. — Geological Society of America, 1987. — P. 119–145. — <https://doi.org/10.1130/spe212-p119>.
- Brooks R. H. and Corey A. T. Hydraulic Properties of Porous Media. — Fort Collins, Colorado : Colorado State University Hydrology Papers, 1964. — 37 p.

- Khisamutdinova A. I., Alekseeva P. A., Romanchuk A. F., et al. The Structure and Characteristics Forecast of the Pre-Jurassic's Reservoir Rocks on One of Studied Area of the Elizarov Trough of the Frolov Megadepression According to 3D Seismic Data in the Absence of Borehole Information // Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies. — Saint Petersburg, 2021. — Vol. 16, no. 4. — P. 1–17. — https://doi.org/10.17353/2070-5379/38_2021. — (In Russian).
- Khromova I. Yu., Kunin K. N., Kashcheev D. E., et al. Exploration and Oil Discovery in Pre-Jurassic Section of a Field in Western Siberia - A New Idea for the Mature Basin (Russian) // SPE Russian Petroleum Technology Conference. — Society of Petroleum Engineers, 2015. — P. 1–17. — <https://doi.org/10.2118/176622-ru>. — (In Russian).
- Nemova V. D., Rostovtseva Yu. V., Bazhukova T. A., et al. Lithogenetic Classification as a Basis for Studying Complex Volcanogenic-Sedimentary Rocks Using the Example of Pre-Jurassic Complex Deposits in Western Siberia // Sedimentary Rocks - 2024. — Moscow : MAKS Press, 2024. — P. 84–86. — <https://doi.org/10.29003/m4304.978-5-317-07292-6>. — EDN: [OSKXMR](#) ; (in Russian).
- Rostovtseva Yu. V., Nemova V. D., Nemchenko N. V., et al. Petrogenetic Typification of Acid Volcanics in the Roof of the Oil-Bearing Pre-Jurassic Complex of a Field in the Yelizarovsky Trough of the West Siberian Plate // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Vol. 25. — ES4013. — <https://doi.org/10.2205/2025es001042>. — EDN: [DMLDTW](#) ; (in Russian).
- Smirnova M. E., Panchenko I. V., Kulikov P. Yu., et al. Structure, Rock Types, and Reservoir Properties of Altered Permian-Triassic Rhyodacites in Grabens of the Frolov Megadepression in Western Siberia // Lithology and Mineral Resources. — 2024. — Vol. 59, no. 2. — P. 206–233. — <https://doi.org/10.31857/s0024497x24020065>.

МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ НИЖНЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

К. А. Дубкова^{1,2*} , С. Б. Шишлов^{1,2} , А. В. Колбанова³ 

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия

* **Контакт:** Ксения Андреевна Дубкова, ksenya-dubkova@mail.ru

Выполнены ревизия и актуализация местных стратонав нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма. Для этого использованы материалы, представленные в многочисленных публикациях, и результаты, полученные авторами при исследовании обнажений. Составлены обновленные местные стратиграфические схемы шести структурно-формационных подзон (СФПЗ). При их корреляции применены не только палеонтологические данные, но и установленные в разрезах восемь осадочных секвенций, сформированных региональными циклами седиментации. Полученные результаты создают основу для составления региональной стратиграфической схемы нижнего мела Крыма, отражающей основные этапы седиментации в палеобассейне.

Ключевые слова: свита, толща, осадочная секвенция, корреляция, стратиграфическая схема, нижний мел, Крым.

Цитирование: Дубкова К. А., Шишлов С. Б., Колбанова А. В. Местные стратиграфические подразделения нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES4015. — DOI: 10.2205/2025es001044 — EDN: FPEYXA

Введение

Действующая Региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Крыма [Стратиграфические схемы..., 1993] отражает результаты исследований, выполненных в восьмидесятые годы прошлого века [Плотникова и др., 1984; Тесленко и др., 1980]. Она содержит характеристику свит и толщ, их сопоставление с аммонитовыми зонами, ярусами и подъярусами Общей стратиграфической шкалы. Поскольку в ней отсутствуют, собственно, региональные подразделения (горизонты), то, по существу, это корреляция местных стратиграфических схем.

Для Юго-Западного и Центрального Крыма выделено шесть подрайонов, границы которых, к сожалению, не показаны на схеме фациального районирования (рис. 1) [Стратиграфические схемы..., 1993]. Для каждого из них составлена особая местная схема (рис. 2, 3). Среди установленных стратонав только 10 имеют ранг свиты, а остальные 37 – толщ и пачки, что свидетельствует о недостаточной степени изученности разрезов. При этом значительная часть толщ не являлась валидными стратонами – они не имели стратотипов и их названия имели описательный характер («толща песчаников» и т.д.).

За время, прошедшее после публикации этой схемы, собран обширный материал, обзор которого представлен в статье [Baraboshkin et al., 2024].

Позднее новые местные стратонавы выделены в междуречье Качи – Бодрака [Барабоскин, 1997а; Янин, 1997] и при составлении листов L-36-XXVIII (Евпатория), L-36-XXXIV (Севастополь) и L-36-XXIX (Симферополь), L-36-XXXV (Ялта) геологической карты масштаба 1:200 000 [Державна геологічна карта..., 2008; Державна геологічна карта..., 2006].

Научная статья

<https://elibrary.ru/fpeyxa>

Получено: 2 июня 2025 г.

Принято: 13 июля 2025 г.

Опубликовано: 30 сентября 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

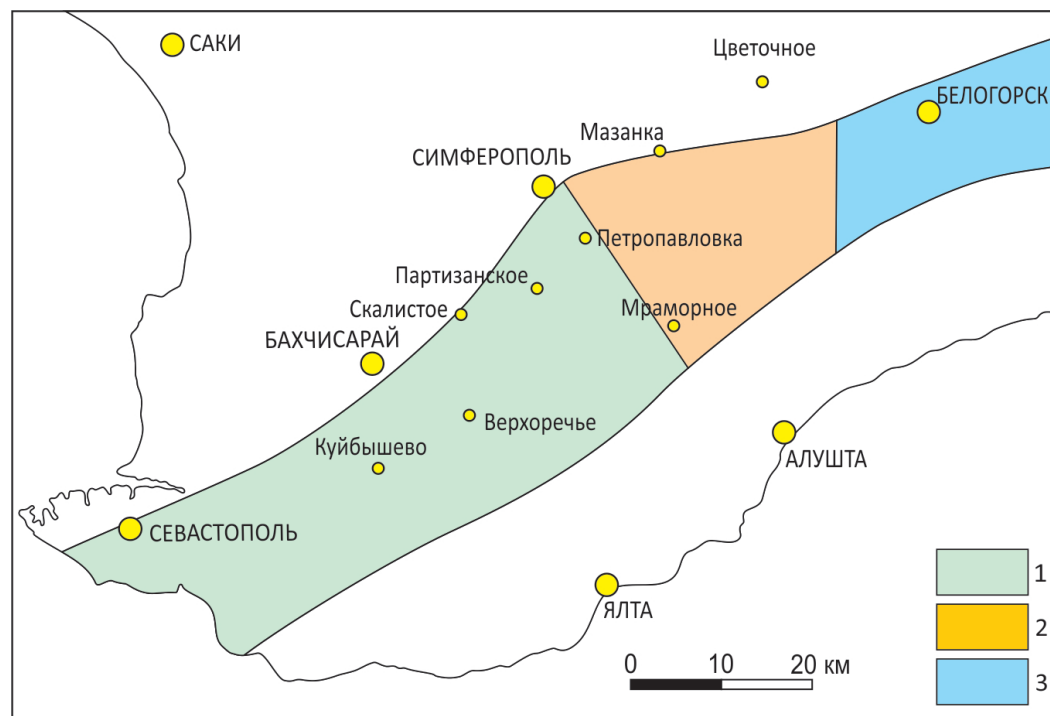


Рис. 1. Фациальное районирование нижнемеловых отложений Горного Крыма [Плотникова и др., 1984]. 1–3 районы: 1 – Западный, 2 – Центральный, 3 – Восточный.

Разработана схема расчленения берриаса Горного Крыма [Аркадьев, 2007]. Уточнены зональные шкалы по аммонитам, что позволило пересмотреть возраст ряда стратонов и уточнить их корреляцию [Барaboшкин, 1997a,b; Барaboшкин и Янин, 1997; Смирнова и Барaboшкин, 2004; Arkadiev et al., 2018; Baraboshkin and Mikhailova, 2000; Baraboshkin et al., 2024].

При составлении Государственной геологической карты Украины [Державна геологічна карта..., 2008] были установлены тайганский (барремский, аптский ярусы), рылеевский (нижний альб), тарханкутский (средний альб) и ковыльненский (верхний альб) горизонты.

К сожалению, при работе над геологической картой Крыма масштаба 1:1 000 000 [Государственная геологическая карта..., 2019], её авторы опирались преимущественно на достижения прошлого века, не учитывая современные представления о составе и возрасте стратонов. Вместе с тем, они уточнили и детализировали схему структурно-формационного районирования нижнего мела региона.

В статье представлены результаты ревизии и актуализации местных стратиграфических схем нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма, при корреляции которых использованы имеющиеся в настоящее время биостратиграфические и магнитостратиграфические данные, а также результаты, полученные с использованием методов фациального анализа, цикло- и секвентной стратиграфии. Это необходимо для подготовки основы выделения горизонтов, соответствующих региональным этапам геологической истории палеобассейна.

Материалы и методы

При выполнении исследования проанализированы публикации, посвященные литологическим, биостратиграфическим и магнитостратиграфическим особенностям разрезов нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма [в том числе Анфимова, 2015; Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012; Барaboшкин, 1997a,b; Барaboшкин и др., 2016; Барaboшкин и Янин, 1997; Иваник и др., 2013; Плотникова и др., 1984; Тесленко и др., 1980; Янин, 1997; Baraboshkin et al., 2024].

В ходе полевых работ 2015–2024 годов изучены разрезы (рис. 4) в бассейнах рек: Бельбек – берриас-готерив (Сбросовый лог); Кача – берриас-альб (горы Резаная,

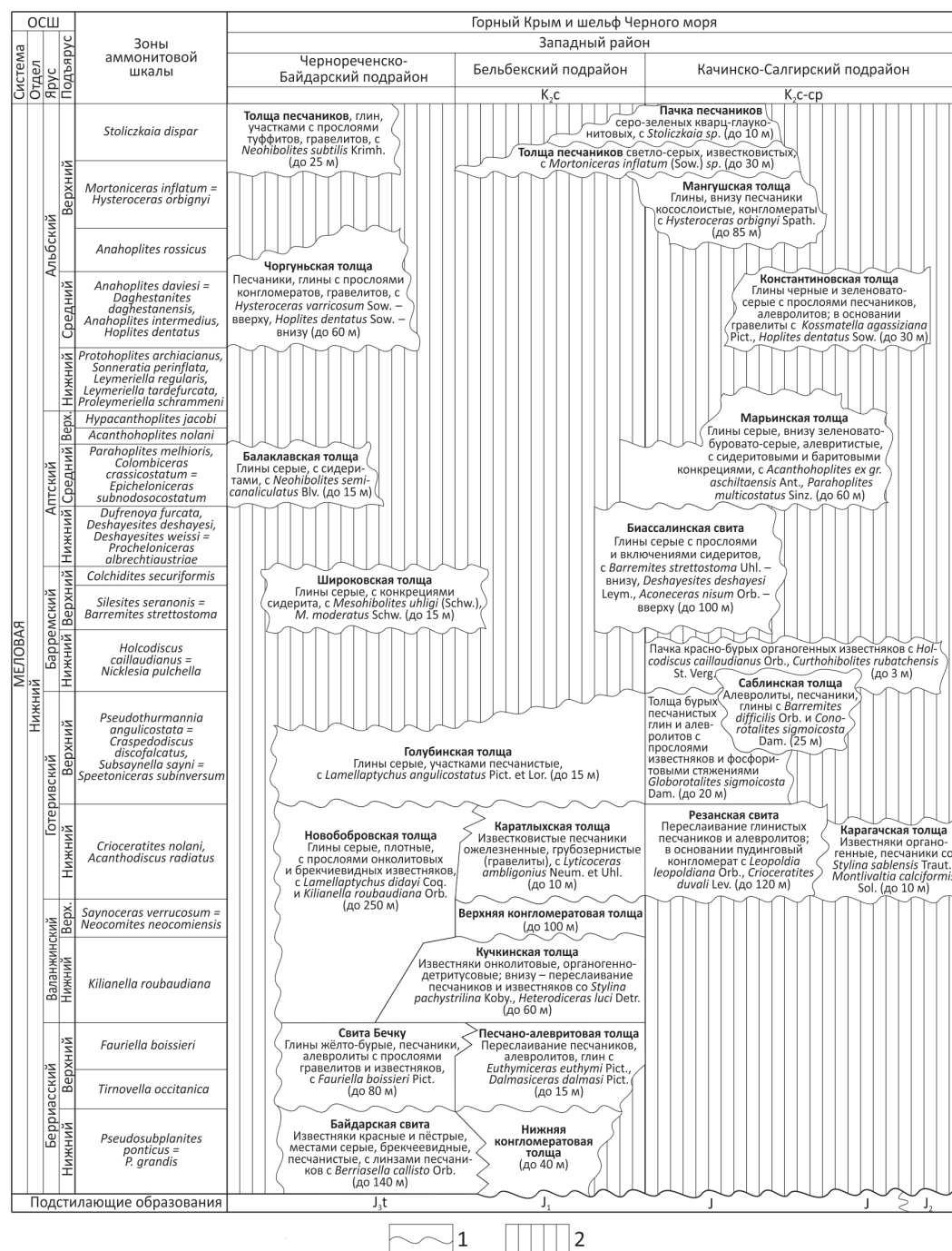


Рис. 2. Региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений (Западный район) [Плотникова и др., 1984; *Стратиграфические схемы...*, 1993]. 1 – эрозионная поверхность, 2 – стратиграфический перерыв.

Белая, Сельбухра, овраг Кояс-Джилга); Бодрак – берриас-альб (горы Длинная, Шелудивая, Патиль, Малый Кермен, Большой Кермен, Кременная, Лесистая, Змеиная, Кизил-Чигир, Первомайский карьер; Альма – готерив-альб (район села Партизанское); Салгир – готерив (карьеры Курцовский и Петропавловский); Бештерек – берриас-готерив (окрестности сел Соловьевка, Мазанка, Новоселовка, Зуйский карьер и гора Кунич). Нами опубликованы характеристики большинства перечисленных объектов: колонки; послойные описания; выводы, сделанные в процессе фациального, цикло-стратиграфического и секвентного анализа; схемы сопоставления и реконструкции обстановок седиментации [Дубкова и др., 2022a,b; Шичилов и др., 2020, 2019].

Система Отдел Ярус	ОСШ	Зоны аммонитовой шкалы	Горный Крым			
			Центральный район		Восточный район	
			Салгирская депрессия и склоны Чатырдага	Бештерек-Бурульчанский подрайон	Белогорско-Старокрымский подрайон	
			Р	РК,с	К,с	
МЕЛОВАЯ	Альбский	<i>Stoliczkaia dispar</i>				
		<i>Mortonicerus inflatum</i> = <i>Hysterocheras orbigny</i>	Толща переслаивания песчаников различной плотности; внизу - глины с <i>Neohibolites stylioides</i> Renng. (до 50 м)	Мелиховская толща Глины чёрные, песчанники, алевролиты, мергели с <i>Neohibolites subtilis</i> Krimh., <i>Parahibolites pseudoduvallia</i> Sinz, <i>Aucellina gryphoides</i> Sow. (до 250 м)		
		<i>Anahoplites rossicus</i>				
		<i>Anahoplites daviesi</i> = <i>Daghestanites daghestanensis</i> , <i>Anahoplites intermedius</i> , <i>Hoplites dentatus</i>	Салгирская свита Переслаивание песчаников и глин с <i>Neohibolites minimus</i> List., <i>Leymeriella</i> sp., <i>Hypacanthoplites</i> sp. (до 300 м)	Индольская толща Глины серые, чёрные, пятнистые; вверху - бурые, в основании песчанники, гравелиты, с <i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>Kossmatella agassiziana</i> Pict. (до 200 м)		
		<i>Prothoplites archiacianus</i> , <i>Sonneratia perinflata</i> , <i>Leymeriella regularis</i> , <i>Leymeriella tardefurcata</i> , <i>Proleymeriella schrammeni</i>		Курская толща Глины чёрные, чешуйчатые, с прослоями песчаников, сидеритов, с <i>Hedbergella planispira</i> Tapp. - вверху; <i>Douvillerias mammatum</i> List., <i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym. - внизу (до 200 м)		
		<i>Hypacanthoplites jacobii</i>				
	Аптский	<i>Acanthohoplites nolani</i>	Толща серых глин с сидеритами и <i>Neohibolites semianaliculatus</i> Blv., <i>Deshayesites deshayesi</i> Leym. (до 300 м)	Тайгская толща	Верхняя подтолща Глины серые и буровато-серые, сверху пёстрые, с сидеритами; участками песчанистые с <i>Acanthoplites trautscholdi</i> Sim., <i>A. nolani</i> Seun. - вверху, <i>Neohibolites wollemanni</i> Stoll. - внизу (до 100 м)	
		<i>Parahoplites melioris</i> , <i>Colombiceras crassicastrum</i> = <i>Epicheloniceras subnodosocostatum</i>			Нижняя подтолща Глины тёмно-серые с прослоями сидеритов с <i>Aconeceras nissum</i> Orb., и <i>Neohibolites clava</i> Stoll. - вверху, <i>Silesites seranonis</i> Orb.; <i>Curthohibolites trubatchensis</i> St. Verg. - внизу (до 400 м)	
	Барремский	<i>Dufrenoya furcata</i> , <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>Deshayesites weissii</i> = <i>Procheloniceras albrechtiaustriacae</i>				
		<i>Colchidites securiformis</i>				
	Нижний	<i>Silesites seranonis</i> = <i>Barremites strettostoma</i>	Пачка красно-бурых органогенных известняков с <i>Curthohibolites trubatchensis</i> St. Verg. (до 20 м)			
		<i>Holcodiscus callaudanus</i> = <i>Nicklesia pulchella</i>				
		<i>Pseudothurmannia angulicostata</i> = <i>Craspedodiscus discofalcatus</i> , <i>Subsanyella sayni</i> = <i>Speetonceras subinversum</i>				Мазанская свита Косослоистые пески, песчанники, конгломераты и известняки с <i>Cymatoceras pseudoelegans</i> Orb., <i>Phyllopachyceras katschiense</i> Druz. (до 300 м)
		<i>Crioceratites nolani</i> , <i>Acanthodiscus radiatus</i>				Зеленогорская толща Песчанники, конгломераты, гравелиты, глины с <i>Lyticoceras</i> sp. (до 30 м)
		<i>Saynoceras verrucosum</i> = <i>Neocomites neocomiensis</i>				Верхняя подтолща Известняки жёлто-серые песчанистые, органогенные, мергели с <i>Kilianella roubaudiana</i> Orb., <i>Thurmannites thurmanni</i> Pict., <i>Stylina multiseptata</i> Kusn. (до 40 м)
		<i>Kilianella roubaudiana</i>				Нижняя подтолща Глины с прослоями песчанников, алевролитов, реже известняков с <i>Euthymiceras euthymi</i> Pict. (до 60 м)
	Балканский	<i>Fauriella boissieri</i>	Толща бурых известковистых глин с <i>Neocomites neocomiensis</i> Orb., <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq. (до 45 м)	Бештерекская толща	Горлинская толща Переслаивание глин с прослоями песчанников и мелкогалечных конгломератов с <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq. (до 250 м)	Наниковская толща Глины серо-зелёные, с прослоями песчанников, сидеритов с <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq., <i>Neocomites neocomiensis</i> Orb., - вверху, <i>L. seranonis</i> Coq., <i>Kilianella roubaudiana</i> Orb. - внизу (до 250 м)
		<i>Tirnovella occitanica</i>				
Берриаский	<i>Pseudosubplanites ponticus</i> = <i>P. grandis</i>	Толща серых глин с губковидными биогермами, в основании часто глыбы титонских известняков с <i>Conobelus conicus</i> Blv., <i>Aptychus malbosii</i> Pict., <i>Berriasella privasensis</i> Pict. (до 60 м)	Бештерекская толща	Старокрымская толща Валунные конгломераты (до 60 м)	Феодосийские мергели с <i>Berriasella callisto</i> (Orb.) (до 100 м)	
		Двуякорная свита Переслаивание глин, известняков, мергелей <i>Pseudosubplanites grandis</i> (Maz.), <i>P. ponticus</i> (Ret.), <i>Berriasella jacobii</i> (Maz.) (до 100 м)				
Подстилающие образования			J ₂	J ₂	J ₁ t	

Рис. 3. Региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений (Центральный и Восточный районы) [Плотникова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993]. Условные обозначения см. на рис. 2.

Для выявления основных закономерностей пространственно-временных изменений нижнего мела составлено шесть сводных разрезов (см. рис. 4, 5), которые использованы в геисторической модели, отражающей эволюцию обстановок осадконакопления в палеобассейне, этапы эрозии, характер тектонических движений и колебания уровня моря (рис. 5).

Эти построения в сочетании с применением подходов секвентной стратиграфии [Дронов и др., 1998; Жемчугова, 2014; Posamentier and Allen, 1999] позволили установить осадочные секвенции – региональные геологические тела, ограниченные несогласиями или коррелируемыми с ними согласными поверхностями, поверхности максимально-

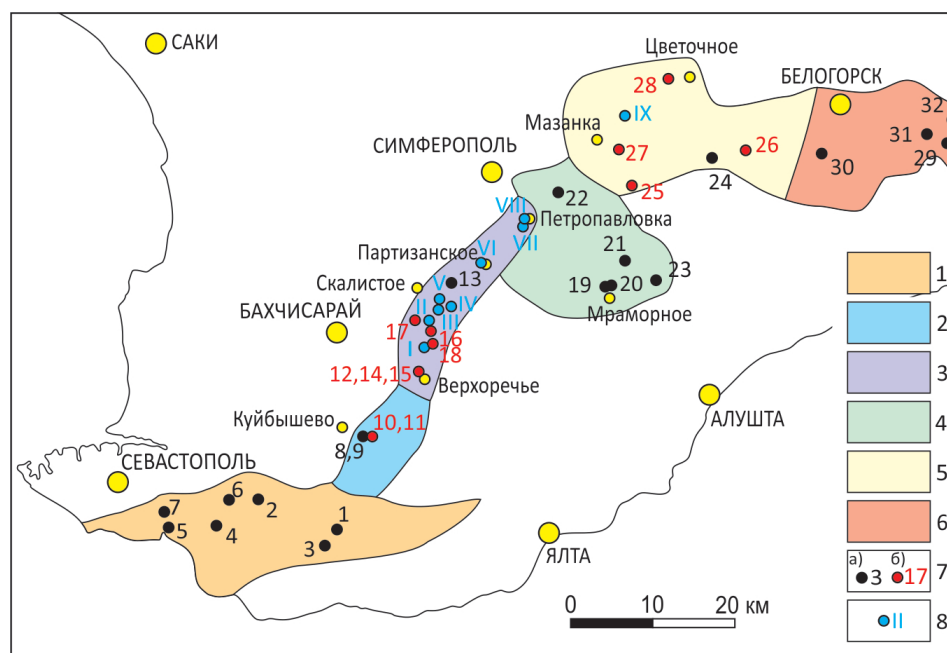


Рис. 4. Схема структурно-формационного районирования нижнего мела [по *Государственная геологическая карта...*, 2019, с изменениями]. 1–6 – Предгорная структурно-формационная зона: 1 – Байдарская структурно-формационная подзона (СФПЗ), 2 – Бельбекская СФПЗ, 3 – Качинская СФПЗ, 4 – Битакская СФПЗ, 5 – Бештерек-Бурульчинская СФПЗ, 6 – Белогорско-Старокрымская СФПЗ; 7 – стратотипы и опорные разрезы местных стратонавов (а – по материалам других исследователей, б – изученные авторами): 1 – свита бечку, 2 – кучкинская свита, 3 – новобобровская свита, 4 – ширококовская толща, 5 – балаклавская толща, 6 – чоргуньская толща, 7 – канаринская толща, 8 – бельбекская толща, 9 – албатская толща, 10 – каратлыхская свита, 11 – голубинская толща, 12 – резанская свита, 13 – карагачская свита, 14 – верхореченская свита, 15 – биасалинская свита, 16 – мангушская свита, 17 – шаринская свита, 18 – сельбухринская свита, 19 – таскоринская толща, 20 – биюк-янккойская толща, 21 – салгирская толща, 22 – мамакская толща, 23 – ангарская толща, 24 – межгорьевская толща, 25 – соловьевская толща, 26 – зеленогорская толща, 27 – мазанская свита, 28 – куническая свита, 29 – горлинская толща, 30 – тайганская толща, 31 – богатовская толща, 32 – мелиховская толща; 8 – сводные разрезы, составленные в бассейнах рек: I – Бельбек, II – Кача, III – Бодрак, IV – Альма, V – Салгир, VI – Бештерек.

го затопления (MFS) и трансгрессивные поверхности (TS) (см. рис. 5). Методика выполненных построений изложена в статье [Дубкова и др., 2022b], которая посвящена особенностям строения двух секвенций: верхнеберриаско-нижневаланжинской и верхневаланжинской.

В статье мы не рассматриваем верхнюю часть верхнеюрской – нижнеберриаской секвенции (зона *Berriasella jacobii*), которая генетически связана с юрским этапом развития бассейна. Выше залегают восемь секвенций нижнего мела: I – берриаская, II – верхнеберриаская – нижневаланжинская, III – верхневаланжинская, IV – верхневаланжинская – нижнеготеривская, V – верхнеготеривская – аптская, VI, VII, VIII – позднеальбские (см. рис. 5). Они вместе с аммонитовыми зонами [Arkadiev et al., 2018; Baraboshkin et al., 2024] создают геохронологический каркас для ревизии местных стратонавов, уточнения их пространственно-временных взаимоотношений, выявления подразделений-синонимов.

Актуализированные стратонавы сгруппированы в шесть местных схем, составленных для структурно-формационных подзон (СФПЗ) нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма [Государственная геологическая карта..., 2019], границы которых были откорректированы в соответствии с имеющимся фактическим материалом (см. рис. 4).

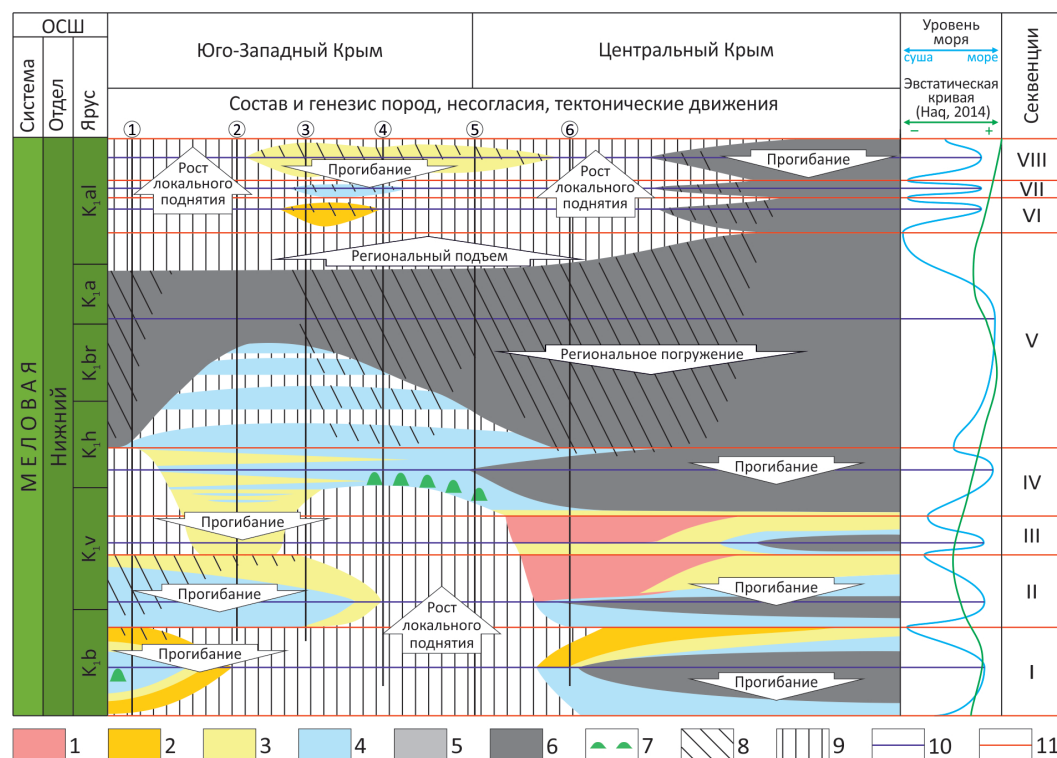


Рис. 5. Геоисторическая модель нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма. 1 – конгломераты и песчаники дельт; 2 – конгломераты и песчаники побережий; 3 – песчаники мелководья; 4 – известняки мелководья; 5 – мергели глубоководья, 6 – глины глубоководья, 7 – коралловые патч-риффы; 8 – отложения, удаленные постседиментационным размывом; 9 – перерыв в осадконакоплении; 10 – поверхности максимального затопления (MFS); 11 – трансгрессивные поверхности (TS). Цифры в кружках – сводные разрезы, см. рис. 4.

Результаты

Выполненные исследования позволяют предложить обновленную схему корреляции местных стратонов нижнего мела (рис. 6, 7) Байдарской, Бельбекской, Качинской, Бештерек-Бурульчинской и Белогорско-Старокрымской СФПЗ (см. рис. 4).

Байдарская СФПЗ

I секвенция с размывом залегает на юрско-берриасских байдарской и беденекырской свитах. Её нижняя часть мощностью 50 м сложена песчаниками, алевролитами и известняками свиты бечку, верхняя граница которой располагается над подзоной *Riasanites crassicostatum* [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012]. Верхнюю часть секвенции мощностью до 100 м образуют известняки с коралловыми и губковыми беогермами кучкинской свиты, которая отнесена к подзоне *Berriasella callisto* верхнего берриаса [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012].

Интервалу II, III и IV секвенций соответствуют глины с прослоями песчаников и известняков новобобровской толщи, которые сопоставляются с верхами берриаса (зона *Thurmanniceras otopeta*) – нижним готеривом. Для расчленения этого интервала мощностью 250 м необходимы дополнительные исследования.

К V секвенции отнесены толщи ширококовская (глины с прослоями известняков, алевролитов, песчаников верхнего баррема), балаклавская (глины с конкрециями сидеритов среднего альба) и нижняя часть чоргуньской (гравелиты и конгломераты среднего альба). Их литологические характеристики, особенности границ и возраст требуют существенного уточнения. Имеющиеся в литературе сведения о присутствии в карьерах Балаклавы глин нижнего апта [Бровина, 2012; Щербинина и Логинов,

2012], возможно, являются основанием для изменения возраста ширококовской толщи. Фиксируемый в разрезах перерыв на границе нижнего и среднего апта [Барбошкин и др., 2016] может стать причиной последующего разделения пятой секвенции на две: верхнеготеривскую-нижнеаптскую и среднеаптскую-среднеальбскую.

К VI верхнеальбской секвенции, возможно, относится верхняя часть чоргуньской толщи, представленной полимиктовыми песчаниками. Вместе с тем, поскольку Барбошкин и др. [2016] считают ошибочными определения среднеальбских аммонитов из песчаников в районе г. Балаклава и у с. Черноречье, может оказаться, что вся чоргуньская толща, ограниченная несогласиями, относится к VI секвенции.

Отложения VII секвенции, соответствующей аммонитовой зоне *Mortoniceras inflatum* верхнего альба, вероятно, размыты.

VIII секвенцию, венчающую разрез нижнего мела, образуют верхнеальбские песчаники с прослоями туфов мощностью до 200 м, которые выделены в канаринскую толщу [Державна геологічна карта..., 2006, с. 48]. Синонимом этого стратона является «толща песчаников» (см. рис. 2).

Бельбекская СФПЗ

I секвенция берриаса с размывом залегает на беденекырской свите и бельбекской толще (синоним «нижняя конгломератовая толща») юры – раннего берриаса. Как и в Байдарской подзоне, здесь установлены свиты бечку и кучкинской суммарной мощностью до 150 м.

Выделенная ранее (см. рис. 2) песчано-алевритовая толща упразднена и отнесена к свите бечку [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012]. Возраст свиты и залегающей на ней кучкинской толщи уточнен при комплексном изучении разреза «Кабаний лог» [Грищенко и др., 2018b]. Установленная В. В. Аркадьевым албатская толща (синоним «верхняя конгломератовая толща») мощностью до 70 м к берриасу отнесена условно, поскольку остатков фауны не содержит. В предлагаемом варианте схемы мы сохранили её позицию в верхней части I секвенции, хотя, вероятнее всего, это отложения трансгрессивного тракта II секвенции, т. е. возрастной аналог низов каратлыхской свиты.

II секвенции соответствуют конгломераты, гравелиты и песчаники каратлыхской свиты мощностью до 10 м. По аммонитам она сопоставлена с нижним валанжином, но её приподошвенная часть относится к зоне *Kilianella otopeta* [Барбошкин, 1997a; Барбошкин и Янин, 1997; Грищенко и др., 2018a]; последняя в современном зональном стандарте области Тетис [Szives et al., 2024] определяется как подзона *Thurmanniceras otopeta* в составе зоны *Tirnovella alpillensis* верхнего берриаса.

Секвенциям III и IV соответствует несогласие.

К V секвенции отнесены верхнеготеривские глины голубинской толщи мощностью до 20 м, которые несогласно залегают на каратлыхской свите.

Баррем – среднеальбская часть V секвенции, а также секвенции VI, VII и VIII были размыты в результате альбского тектонического подъема (см. рис. 5).

Качинская СФПЗ

Отложения I секвенции здесь отсутствуют, и на породах триаса – юры с угловым несогласием залегает II секвенция верхнего берриаса – нижнего валанжина, сложенная конгломератами, гравелитами и песчаниками каратлыхской свиты мощностью до 10 м. Первоначальный стратиграфический объем этой свиты [Янин, 1997] изменен, так что её верхняя граница с перекрывающей резанской свитой соответствует несогласию между нижним и верхним валанжином [Дубкова и др., 2022b], которое выявлено в обнажениях гор Резаная и Белая [Барбошкин, 1997a].

Интервал III секвенции образует нижняя часть резанской свиты (до 50 м), возраст которой определен по находкам аммонитов как поздний валанжин – ранний готерив [Барбошкин, 1997a,b; Барбошкин и Янин, 1997].

К IV секвенции отнесены верхняя часть резанской свиты мощностью до 50 м. От подстилающих отложений её отделяет поверхность несогласия, выше которой установлен трансгрессивный лаг – переотложенные аммониты, галька и гравий кварца

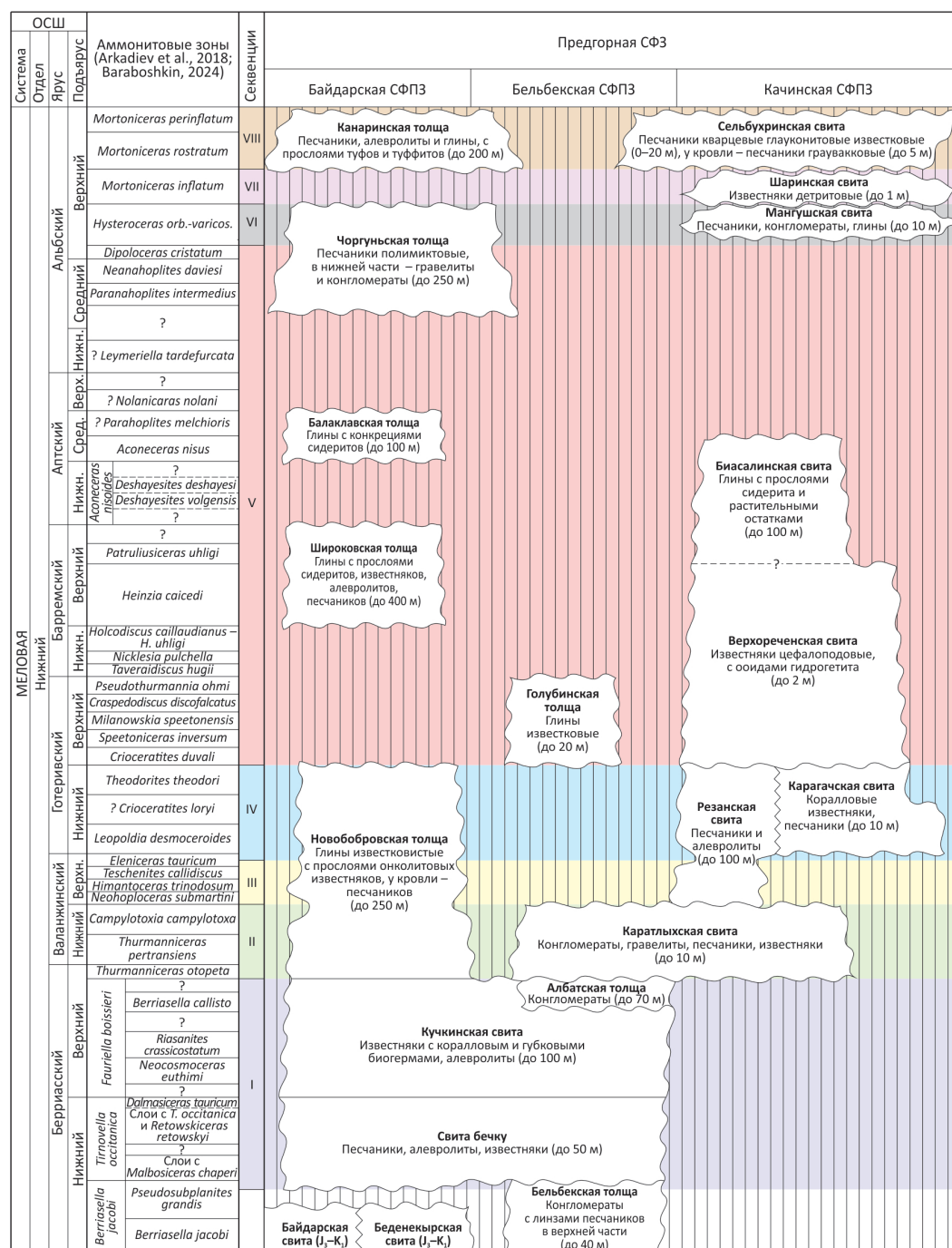


Рис. 6. Стратиграфическая схема нижнего мела (Байдурская, Бельбекская и Качинская СФПЗ). Условные обозначения см. на рис. 2. Цветом показан стратиграфический объем секвенций.

в «лимонитовых рубашках», фосфатные зерна [Барабоскин, 1997а; Дубкова и др., 2022б]. Возможно, эту часть разреза в дальнейшем следует выделить в самостоятельную свиту. Установленная ранее толща «бурых песчанистых глин и алевролитов с прослоями известняков и фосфоритовых стяжений» (см. рис. 2), которая по современным представлениям соответствует зоне *Theodorites theodori* нижнего готерива [Baraboshkin et al., 2024], включена в верхнюю часть резанской свиты [Янин, 1997].

К востоку происходит фациальное замещение, и IV секвенцию образуют известняки с коралловыми биогермами мощностью около 10 м. Первоначально их относили к карагачской толще (см. рис. 2), но позднее перевели в ранг свиты [Янин, 1997]. В связи

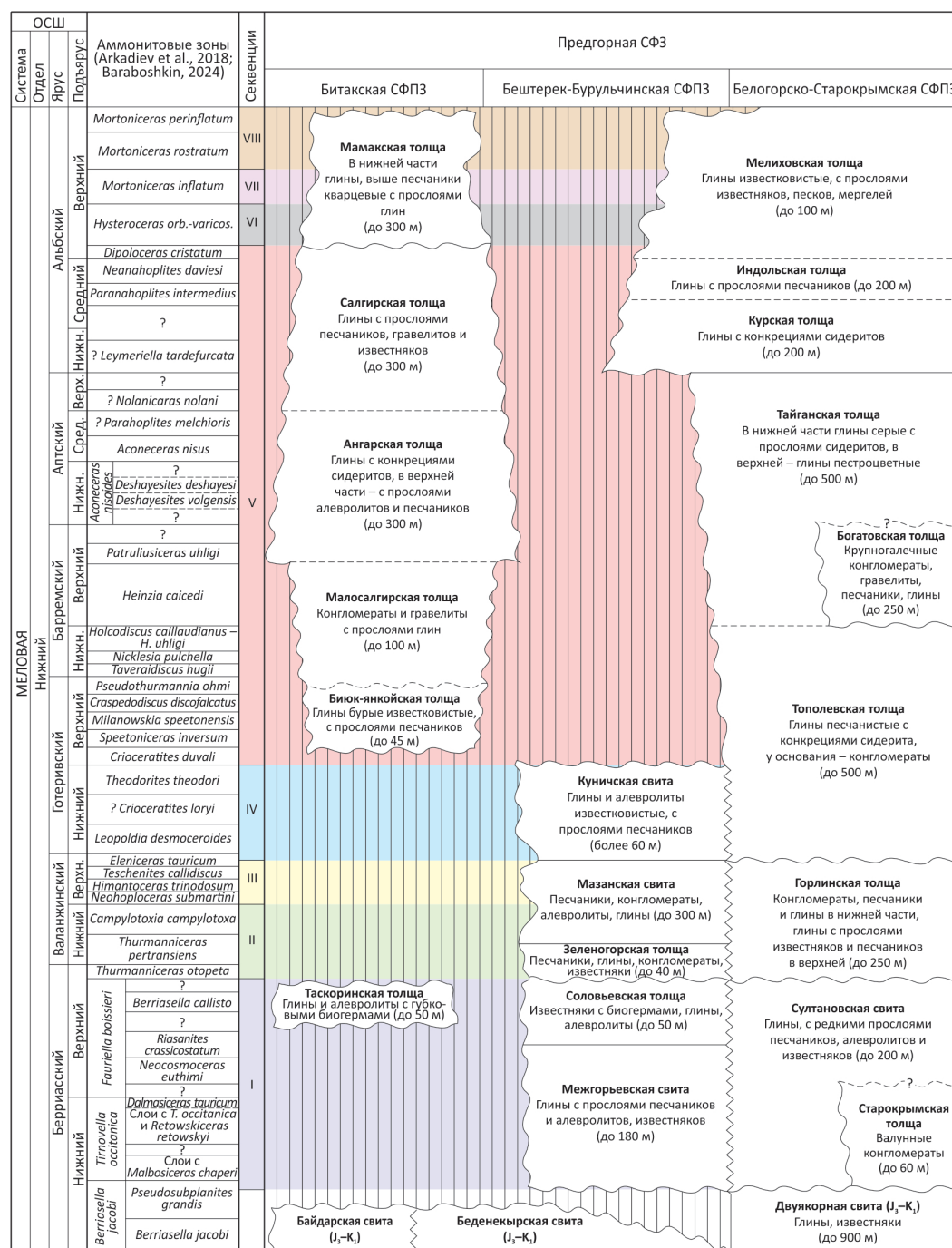


Рис. 7. Стратиграфическая схема нижнего мела (Битакская, Бештерек-Бурульчинская и Белогорско-Старокрымская СФЗ). Условные обозначения см. на рис. 2. Цветом показаны границы секвенций.

с утратой стратотипа Б. Т. Яниным был предложен парастратотип на горе Лесистая, послыное описание которого приведено в работе [Шишлов и др., 2020]. По нахождению аммонита *Theodorites* sp. и положению в разрезе свита сопоставлена с нижним готеривом [Барбошкин, 1997a,b].

Приподошвенную часть V секвенции образует верхореченская свита [Янин, 1997] (синонимы «цефалоподовые известняки», «пачка красно-бурых органогенных известняков» [Плотникова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993]) со стратотипом на г. Белая у с. Верхоречье [Янин, 1997]. Саблинская толща (по д. Саблы, ныне с. Парти-

занское) упразднена, т. к. представляет собой восточное продолжение верхореченской свиты.

Этот конденсированный стратиграфический интервал мощностью до 2 м, сопоставляемый с верхним готеривом – верхним барремом [Барабашкин, 1997а; Baraboshkin et al., 2024], образуют известняки песчанистые красновато-бурые, с оолитами гидрогетита и фосфатов, остатками аммонитов и другой морской фауны. Здесь установлены многочисленные несогласия (поверхности «твердого дна»). Вероятно, это трансгрессивный лаг (или несколько налегающих друг на друга трансгрессивных лагов), формировавшийся в условиях дефицита осадочного материала. На нем, по-видимому, согласно залегают глины биасалинской свиты мощностью до 100 м. Судя по аммонитам [Барабашкин, 1997а; Baraboshkin et al., 2024], её возраст – поздний баррем – средний апт. Марьинская толща (см. рис. 2) упразднена, т. к. она является частью биасалинской свиты [Янин, 1997].

VI секвенция представлена песчаниками, конгломератами и глинами мангушской свиты, стратотип которой находится у с. Прохладное, ранее с. Мангуш [Чернов и Янин, 1975; Янин, 1997].

К VII секвенции отнесена шаринская свита мощностью до 1 м, выделенная ранее в ранге толщи [Чернов и Янин, 1975; Янин, 1997]. Как свита она упоминается в работе [Никишин и др., 2009]. В качестве стратотипа принят разрез на восточном склоне горы Кременная [Аркадьев и др., 2021]. Его образуют детритовые известняки, содержащие гальки подстилающих пород и переотложенные остатки морского бентоса. Свита относится к верхнему альбу, зоне *Mortoniceras inflatum* [Барабашкин, 1997а; Baraboshkin et al., 2024].

VIII секвенция представлена сельбухринской свитой со стратотипом на горе Сельбухра [Янин, 1997], которая соответствует зоне *Mortoniceras inflatum* верхнего альба. Её синонимами являются «толща песчаников светло-серых» и «пачка песчаников серо-зеленых» (см. рис. 2). В нижней части свиту образуют гравелиты известковые глауконитовые, состоящие из обломков кварца, основных эффузивов и песчаников. Верхняя часть сложена песчаниками известковыми с глауконитом. Мощность увеличивается с северо-востока на юго-запад от 0 до 20 м.

Битакская СФПЗ

Здесь к I секвенции отнесена таскоринская толща мощностью до 50 м, сложенная глинами и алевролитами с губковыми биогермами, которые несогласно залегают на байдарской и беденекрырской свитах юры – нижнего берриаса. Толща с опорным разрезом в овраг Тас-Кор на г. Чатыр-Даг предложена в [Державна геологічна карта..., 2008]. Её синонимами являются «толща серых глин с губковыми биогермами» (см. рис. 2) и «кучкинская толща» [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012]. По находкам аммонитов этот интервал сопоставлен с подзоной *Berriasella callisto* верхнего берриаса [Аркадьев и др., 2012; Baraboshkin et al., 2024]. Глины в карьере на г. Чатыр-Даг и на Долгоруковской яйле, содержащие валанжинские аммониты [Лысенко и Вахрушев, 1974; Baraboshkin et al., 2024], в отдельную толщу не выделены, поскольку имеют незначительную мощность и развиты весьма локально (заполняя эрозионные врезы).

Секвенциям II, III и IV соответствует стратиграфическое несогласие.

V секвенцию снизу вверх образуют биюк-янкойская, ангарская и салгирская толщи [Державна геологічна карта..., 2008]. Их синонимами соответственно являются «толща бурых известковистых глин» (см. рис. 2), «толща глин, песчаников, гравелитов, конгломератов» [Тесленко и др., 1980] и «толща серых глин с сидеритами» (см. рис. 2).

Биюк-янкойская толща (по старому названию с. Мраморное) мощностью до 45 м сложена глинами известковистыми, с прослоями песчаников, которые содержат аммониты верхнего готерива [Барабашкин и Янин, 1997].

Малосалгирскую толщу мощностью до 100 м образуют конгломераты полимиктовые и гравелиты с прослоями глин. Они по положению в разрезе условно отнесены к верхнему готериву – баррему.

Ангарская толща (по р. Ангара в долине Салгира) мощностью до 300 м представлена глинами с конкрециями сидерита. В верхней части присутствуют прослои песчаников. По аммонитам и белемнитам её сопоставляют с нижним и средним аптом [Друщиц и др., 1981].

Салгирская толща мощностью до 300 м сложена глинами с прослоями песчаников, гравелитов и известняков. Её возраст нуждается в дополнительном обосновании, поскольку по палеонтологическим данным здесь отсутствуют отложения верхнего апта и нижнего альба [Барабоскин и др., 2016]. К этой толще мы отнесли константиновскую толщу среднего альба мощностью до 30 м (см. рис. 2).

VI, VII и VIII секвенциям, по-видимому, соответствует мамакская толща (по старому названию с. Строгановка – Мамак) [Державна геологічна карта..., 2008]. Её синонимом является «толща переслаивания песчаников и глин» (см. рис. 2). Разрез снизу вверх образуют глины, чередование глин и песчаников, песчаники кварц-глауконитовые общей мощностью до 300 м. Позднеальбский возраст, определенный по белемниту *Neohibolites stiloides* [Плотникова и др., 1984], нуждается в уточнении.

Бештерек-Бурульчинская СФПЗ

I секвенция, залегающая на размытой поверхности юрской – берриасской беднекырской свиты, в нижней части представлена межгорьевской свитой, а в верхней – соловьевской толщей.

Межгорьевская свита первоначально выделена в ранге толщи [Державна геологічна карта..., 2008]. Это синоним нижней подтолщи бештерекской толщи (см. рис. 2). В. В. Аркадьев относит её к свите бечку, поскольку здесь установлены слои с *Malbosiceras chaperi*, аммонитовые подзоны *Dalmasiceras tauricum*, *Neosmoceras euthimi* и *Riasanites crassicostatum* [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012]. По нашему мнению, этот интервал, отделенный от свиты бечку развитым на значительной территории стратиграфическим несогласием, лучше рассматривать в ранге самостоятельной свиты со стратотипом в овра. Енисарай, р. Сары-су, описание которого приведено в работе [Аркадьев и др., 2012, с. 50]. Разрез мощностью 80 м образуют известняки с биогермами, глины и алевролиты.

Соловьевская толща установлена в [Державна геологічна карта..., 2008, с. 38]. Её синонимом является верхняя подтолща бештерекской толщи (см. рис. 2). Разрез мощностью до 50 м образуют глины с прослоями песчаников, алевролитов и известняков, фрагментарно обнаженные в районе сс. Балки, Межгорье и Соловьевка. Первоначально толщу сопоставляли с валанжинским ярусом [Державна геологічна карта..., 2008; Плотникова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993]. В. В. Аркадьев относит этот интервал к кучкинской свите на основании находок аммонитов *Riasanites crassicostatum* (Kvan. et Lys.) и *Malbosiceras* cf. *malbosi* (Pictet) верхнеберриасской зоны *boissieri* [Аркадьев, 2016].

Нижнюю часть II секвенции мощностью до 40 м образует зеленогорская толща оолитовых известняков, глин и песчаников с линзами конгломератов. Её палеонтологическая характеристика отсутствует. По положению в разрезе и определениям соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ этот интервал можно сопоставить с поздним берриасом – ранним валанжином [Дубкова и др., 2022b]. Верхней части II секвенции соответствует ранневаланжинский интервал нижней части мазанской свиты мощностью до 100 м [Барабоскин и Янин, 1997; Дубкова и др., 2022b; Baraboshkin et al., 2024], который сложен песчаниками и конгломератами.

III секвенция представлена поздневаланжинскими песчаниками и конгломератами верхней части мазанской свиты мощностью до 100 м [Барабоскин и Янин, 1997; Дубкова и др., 2022b; Baraboshkin et al., 2024]. Из состава этого интервала мы предлагаем исключить верхний полуметровый слой песчаников и отнести его к вышележащей куничской свите.

IV секвенция венчает последовательность нижнего мела подзоны. Ей соответствует выделенная нами [Дубкова и др., 2022a] куничская свита мощностью более 60 м со

стратотипом на г. Кунич у с. Цветочное. Основание свиты образуют относимые ранее к верхам мазанской свиты песчаники известковые с гальками кварца, покрытыми бурыми пленками оксидов железа, и остатками морской фауны, которые представляют собой трансгрессивный лаг. По-видимому, им соответствует «пачка красно-бурых органогенных известняков» (см. [рис. 2](#)). Выше согласно залегают глины с прослоями песчаников и конкрециями сидерита [Дубкова и др., 2022a], которые несогласно перекрываются породами палеогена. Свиту можно сопоставить с верхним валанжином – нижним готеривом на основании находки в 40 м выше подошвы стратотипического разреза аммонита *Spitidiscus rotula* [Барабощкин и Янин, 1997].

Белогорско-Старокрымская СФПЗ

I секвенцию образуют султановская свита и старокрымская толща, залегающие с разрывом на двукорной свите верхней юры – берриаса. Султановскую свиту составляют глины с прослоями песчаников, алевролитов и известняков мощностью до 200 м, которые по находкам аммонитов сопоставляют с берриасом [Аркадьев и др., 2012; Грищенко и др., 2016]. Старокрымская толща конгломератов мощностью до 60 м в направлении к Старому Крыму замещает нижнюю часть султановской свиты и является трансгрессивным лагом.

К II и III секвенциям, вероятно, следует отнести горлинскую толщу мощностью до 250 м. Её нижнюю часть образуют конгломераты и песчаники с прослоями глин, а верхнюю – глины с прослоями известняков и песчаников. Валанжинский возраст стратона, основанный на находках *Thurmanniceras* sp. и *Didayilamellaptychus didayi* (Соq.) [Плотникова и др., 1984], требует дополнительного обоснования. В публикации [Грищенко и др., 2016] эти отложения отнесены к зеленогорской толще, а её нижняя часть (20 м) сопоставлена с берриасскими магнитохронами.

IV секвенции, по-видимому, соответствует нижняя часть тополеводской толщи, сложенная у основания конгломератами, на которых залегают глины с конкрециями сидерита. Этот интервал мощностью около 200 м сопоставлен с нижним готеривом, поскольку в разрезах бассейнов рек Тонас и Кучук-Карасу найдены аммониты *Didayilamellaptychus angulicostatus* (Pict. et Lor.) и *Duvalia binervia* (Rasp.) [Барабощкин и др., 2016].

V секвенцию снизу вверх образуют: верхняя часть тополеводской толщи (до 300 м), сопоставляемая с верхним готеривом – нижним барремом; верхнебарремская – аптская тайганская толща глин мощностью до 500 м, нижнюю часть которой по направлению к Старому Крыму замещает богатовская толща мощностью до 250 м (конгломераты, гравелиты, песчаники и глины); ниже-среднеальбская курская толща глин с конкрециями сидеритов (до 200 м); индольская толща глин с прослоями песчаников (до 200 м).

VI, VII и VIII секвенциям, по-видимому, отвечает мелиховская толща, сложенная глинами известковистыми с прослоями известняков, песков и мергелей мощностью до 200 м.

Все выделенные в подзоне стратоны требуют дополнительного изучения для уточнения их состава, строения, обоснования возраста и выбора стратотипов.

Заключение

Ревизия и актуализация местных стратонов нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма позволили установить синонимы и упразднить избыточные наименования, использовать новые свиты и толщи, выделенные после публикаций [Плотникова и др., 1984; Стратиграфические схемы..., 1993], уточнить объемы стратиграфических подразделений.

Показана низкая степень изученности Байдарской, Битакской и Белогорско-Старокрымской СФПЗ. На этих территориях необходимо выполнение комплексных палеонтологических, литологических, палеомагнитных и геохимических исследований обнажений и керна скважин, направленных на выделение свит и выбор их стратотипов.

Составлены обновленные стратиграфические схемы шести СФПЗ. При их корреляции использованы не только палеонтологические данные, но и установленные

в разрезах восемь осадочных секвенций, сформировавшихся в результате региональных этапов раннемеловой седиментации.

Полученные результаты, создающие основу для выделения отсутствующих до сих пор горизонтов и составления полноценной региональной стратиграфической схемы нижнего мела Крыма, могут быть представлены на рассмотрение региональной межведомственной стратиграфической комиссии (РМСК).

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-27-00197. Авторы признательны рецензентам М. А. Рогову (ГИН РАН) и И. Ю. Бугровой (СПбГУ) за обсуждение вопросов стратиграфии и ценные замечания.

Список литературы

- Анфимова Г. В. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов свит и опорных разрезов толщ нижнего мела Горного Крыма // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. — 2015. — Т. 69, № 2. — С. 17–23.
- Аркадьев В. В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестник С-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология. География. — 2007. — № 2. — С. 27–43. — EDN: [RTTKAT](#).
- Аркадьев В. В. Новые данные о возрасте кучкинской свиты (нижний мел) Горного Крыма // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 2016. — Т. 61, № 3. — С. 54–59. — <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2016.304>.
- Аркадьев В. В., Богданова Т. Н., Гужиков А. Ю. и др. Берриас Горного Крыма. — СПб. : ЛЕМА, 2012. — 472 с.
- Аркадьев В. В., Комаров В. Н. и Павлидис С. Б. Новые данные о «шаринских» известняках (нижний мел, верхний альб) бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым) // Геология Крыма: Ученые записки кафедры осадочной геологии. Вып. 3. — СПб. : ЛЕМА, 2021. — С. 43–51.
- Барабоскин Е. Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. — 1997а. — № 3. — С. 22–29.
- Барабоскин Е. Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача-Бодрак // Очерки геологии Крыма. — М. : МГУ, 1997б. — С. 27–53.
- Барабоскин Е. Ю., Барабоскина Т. А., Каюкова Е. П. и др. Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития (Т. 1). — СПб. : ВВМ, 2016. — 351 с. — EDN: [PMOXHK](#).
- Барабоскин Е. Ю. и Янин Б. Т. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. — М. : МГУ, 1997. — С. 4–26.
- Бровина Е. А. Зональные комплексы бентосных фораминифер верхнего баррема-нижнего апта Юго-Западного Крыма // Современная микропалеонтология. Тр. 15 Всерос. микропалеонт. совещ. (Геленджик, 12-16 сент. 2012 г.) — М. : ГИН РАН, КубГУ, 2012. — С. 41–45.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-36 (Симферополь). Объяснительная записка. — СПб. : ВСЕГЕИ, 2019. — 979 с.
- Грищенко В. А., Аркадьев В. В., Гужиков А. Ю. и др. Био-, магнито- и циклостратиграфия разреза верхнего берриаса у с. Алексеевка (Белогорский район, Республика Крым). Статья 1. Аммониты. Магнитостратиграфия. Циклостратиграфия // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. — 2016. — Т. 16, № 3. — С. 162–172. — <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2016-16-3-162-172>.
- Грищенко В. А., Гужиков А. Ю. и Маникин А. Г. Сводный магнитостратиграфический разрез валанжина горного Крыма // Материалы 12-й Межд. школы-конференции «Проблемы геокосмоса» (8–12 октября 2018 г.) — СПб. : ВВМ, 2018а. — С. 71–77. — EDN: [YRHGPJ](#).
- Грищенко В. А., Федорова А. А., Савельева Ю. Н. и др. Новые био- и магнитостратиграфические данные по опорному разрезу берриаса «Кабаний лог» (р. Бельбек, ЮЗ Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. — Белгород : ПОЛИТЕРРА, 2018б. — С. 104–109.
- Державна геологічна карта України. Масштаб 1: 200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. — К. : Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південнекогеоцентр», УкрДГПІ, 2008. — 143 с. — (На укр.).
- Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXVIII (Евпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). Пояснювальна записка. — К. : Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південнекогеоцентр», УкрДГПІ, 2006. — 175 с. — (На укр.).

- Дронов А. В., Корень Т. Н., Попов Л. Е. и др. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонев на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. — СПб. : ВСЕГЕИ, 1998. — 88 с. — EDN: [WOPNMN](#).
- Друщиц В. В., Михайлова И. А. и Нероденко В. М. Зональное деление аптских отложений Юго-Западного Крыма // Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. Геол. — 1981. — Т. 56, № 1. — С. 95–103.
- Дубкова К. А., Шишлов С. Б., Бугрова Э. М. и др. Строение и история формирования разреза нижнего мела - эоцена в центральной части Симферопольского поднятия // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. — 2022а. — Т. 164, № 2. — С. 297–317. — <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2022.2.297-317>.
- Дубкова К. А., Шишлов С. Б., Кузнецов А. Б. и др. История формирования отложений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2022b. — Т. 30, № 6. — С. 46–66. — <https://doi.org/10.31857/S0869592X22060059>.
- Жемчугова В. А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. — М. : ЕАГЕ Геомодель, 2014. — 232 с.
- Иваник М. М., Плотникова Л. Ф., Лещух Р. Й. и др. Крейдова система // Стратиграфия верхнего протерозоя та фанерозоя України. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозоя, палеозоя та мезозоя України. — К. : Логос, 2013. — С. 562–619. — (На укр.).
- Лысенко Н. И. и Вахрушев Б. А. Об условиях залегания нижнемеловых отложений на северном склоне Чатырдага (Крым) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 4. — С. 148–150.
- Никишин А. М., Алексеев А. С., Барабошкин Е. Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 2009. — Т. 84, № 2. — С. 83–93.
- Плотникова Т. В., Горак С. В., Краева Е. Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). — К. : Наукова думка, 1984.
- Смирнова Т. Н. и Барабошкин Е. Ю. Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача-Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2004. — Т. 12, № 2. — С. 48–63. — EDN: [OXJEPJ](#).
- Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. — К. : Геопрогноз, 1993.
- Тесленко Ю. В., Плотникова Т. В., Горак С. В. и др. Стратиграфия Южно-Украинской нефтегазоносной области (палеозой, мезозой, палеоген) (отчет в 2-х томах). — Геоинформ, 1980. — 572 с.
- Чернов В. Г. и Янин Б. Т. Конгломераты мангушской толщи верхнего альба Крыма и условия их образования // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — 1975. — № 2. — С. 45–56.
- Шишлов С. Б., Дубкова К. А., Аркадьев В. В. и др. Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым): учебное пособие. — СПб. : ЛЕМА, 2020. — 271 с. — EDN: [EEBOOI](#).
- Шишлов С. Б., Дубкова К. А., Бугрова И. Ю. и др. Строение и условия формирования разрезов валанжина - готерива района среднего течения р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вест. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле. — 2019. — Т. 64, № 1. — С. 114–135. — <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.107>.
- Щербинина Е. А. и Логинов М. А. Нанопланктон и стратиграфия нижнемеловых отложений Юго-Западного Крыма // Современная микропалеонтология. Тр. 15 Всерос. микропалеонт. совещ. (Геленджик, 12-16 сент. 2012 г.) — М. : ГИН РАН, КубГУ, 2012. — С. 324–327.
- Янин Б. Т. О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела Юго-Западного Крыма (междуречье Кача-Бодрак) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. — 1997. — № 3. — С. 29–36.
- Arkadiev V. V., Guzhikov A. Yu., Baraboshkin E. Yu., et al. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the upper Tithonian-Berriasian of the Crimean Mountains // Cretaceous Research. — 2018. — Vol. 87. — P. 5–41. — <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.07.011>.
- Baraboshkin E. J. and Mikhailova I. A. New and poorly known Valanginian ammonites from South-West Crimea // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la terre. — 2000. — Vol. 70. — P. 89–120. — EDN: [LFWHGD](#).
- Baraboshkin E. Yu., Arkadiev V. V., Guzhikov A. Yu., et al. Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Part 1. Introduction and the Lower Cretaceous // Stratigraphy and Geological Correlation. — 2024. — Vol. 32, no. 5. — P. 544–611. — <https://doi.org/10.1134/s0869593824700163>.
- Posamentier H. W. and Allen G. P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications. — Tulsa : SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999. — 216 p. — <https://doi.org/10.2110/csp.99.07>.
- Szives O., Moreno-Bedmar J. A., Aguirre-Urreta B., et al. Report on the 7th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Warsaw, Poland, 21st August 2022): State of the art on the

current Standard Ammonite Zonation of the Western Tethyan Mediterranean Province // Cretaceous Research. — 2024. — Vol. 153. — P. 105716. — <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105716>.

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE LOWER CRETACEOUS OF SOUTHWESTERN AND CENTRAL CRIMEA

K. A. Dubkova^{1,2**} , S. B. Shishlov^{1,2} , A. V. Kolbanova³ 

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Science, St. Petersburg, Russia

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

****Correspondence to:** Kseniya Andreevna Dubkova, ksenya-dubkova@mail.ru

The revision and updating of the local geological units of the Lower Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea have been carried out. For this purpose, the materials presented in numerous publications and the results obtained by the authors during field studies were used. Updated local stratigraphic schemes of six structural and facies subzones were compiled. In their correlation, not only paleontological data but also eight sedimentary sequences established in the outcrop sections and formed as a consequence of regional sedimentary cycles were employed. The results obtained provide a foundation for the development of a regional stratigraphic scheme of the Lower Cretaceous of Crimea reflecting the main stages of sedimentation in the palaeobasin.

Keywords: formations, member, sedimentary sequences, correlation, stratigraphic scheme, Lower Cretaceous, Crimea.

Citation: Dubkova K. A., Shishlov S. B., Kolbanova A. V. (2025), Lithostratigraphy of the Lower Cretaceous of Southwestern and Central Crimea, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4015, <https://doi.org/10.2205/2025ES001044>, EDN: FPEYXA

RESEARCH ARTICLE

Received: June 2, 2025

Accepted: July 13, 2025

Published: September 30, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Anfimova G. V. State of knowledge and problems of studying stratotypes of suites and reference sections of Lower Cretaceous strata of Mountainous Crimea // Bulletin of the Taras Shevchenko Kyiv National University. Geology. — 2015. — Vol. 69, no. 2. — P. 17–23. — (In Russian).
- Arkadiev V. V. The Formation Subdivisions of the Berriasian Deposits of the Crimean Mountains // Bulletin of St. Petersburg University. Series 7. Geology. Geography. — 2007. — No. 2. — P. 27–43. — EDN: RTTKAT ; (in Russian).
- Arkadiev V. V. New data on the age Kuchcinski formation (Lower Cretaceous) of the Mountain Crimea // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. — 2016. — Vol. 61, no. 3. — P. 54–59. — <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2016.304>. — (In Russian).
- Arkadiev V. V., Bogdanova T. N., Guzhikov A. Yu., et al. Berrias of Mountain Crimea. — SPb. : LEMA, 2012. — 472 p. — (In Russian).
- Arkadiev V. V., Guzhikov A. Yu., Baraboshkin E. Yu., et al. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the upper Tithonian-Berriasian of the Crimean Mountains // Cretaceous Research. — 2018. — Vol. 87. — P. 5–41. — <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.07.011>.
- Arkadiev V. V., Komarov V. N. and Pavlidis S. B. New data on the "Sharinsky" limestones (Lower Cretaceous, Upper Albian) of the Bodrak River basin (Southwestern Crimea) // Geology of Crimea: Scientific Notes of the Department of Sedimentary Geology. Issue 3. — SPb. : LEMA, 2021. — P. 43–51. — (In Russian).
- Baraboshkin E. J. and Mikhailova I. A. New and poorly known Valanginian ammonites from South-West Crimea // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la terre. — 2000. — Vol. 70. — P. 89–120. — EDN: LFWHGD.

- Baraboshkin E. Yu. A New Stratigraphic Classification of the Lower Cretaceous Deposits in the Kacha-Bodrak Interfluvies (Southwestern Crimea) // *Vestnik MSU. Ser. 4. Geol.* — 1997a. — No. 3. — P. 22–29. — (In Russian).
- Baraboshkin E. Yu. New data on the stratigraphy of the Hauterivian deposits in the Kacha-Bodrak interfluvies // *Essays on the Geology of Crimea.* — M. : Moscow State University, 1997b. — P. 27–53. — (In Russian).
- Baraboshkin E. Yu., Arkadiev V. V., Guzhikov A. Yu., et al. Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Part 1. Introduction and the Lower Cretaceous // *Stratigraphy and Geological Correlation.* — 2024. — Vol. 32, no. 5. — P. 544–611. — <https://doi.org/10.1134/s0869593824700163>.
- Baraboshkin E. Yu., Baraboshkina T. A., Kayukova E. P., et al. Ecological and resource potential of Crimea. History of formation and development prospects (Vol. 1). — SPb. : VVM, 2016. — 351 p. — EDN: [PMOXHK](#) ; (in Russian).
- Baraboshkin E. Yu. and Yanin B. T. Correlation of the Valanginian Deposits of Southwestern and Central Crimea // *Essays on the Geology of Crimea.* — M. : Moscow State University, 1997. — P. 4–26. — (In Russian).
- Brovina E. A. Zonal complexes of benthic foraminifers of the Upper Barremian-Lower Aptian of Southwestern Crimea // *Modern micropaleontology. Proceedings of the XV All-Russian micropaleontological meeting (12–16 September 2012, Gelendzhik).* — M. : GIN RAS, KubSU, 2012. — P. 41–45. — (In Russian).
- Chernov V. G. and Yanin B. T. Conglomerates of the Mangush strata of the Upper Albian of Crimea and the conditions of their formation // *Vest. Moscow un-ta. Ser. 4. Geology.* — 1975. — No. 2. — P. 45–56. — (In Russian).
- Dronov A. V., Koren T. N., Popov L. E., et al. Event stratigraphy methodology in substantiating the correlation of regional stratigraphic units using the Lower Ordovician of Northwest Russia as an example. — SPb. : VSEGEI, 1998. — 88 p. — EDN: [WOPNMN](#) ; (in Russian).
- Drushchits V. V., Mikhailova I. A. and Nerodenko V. M. Zonal division of the Aptian deposits of the Southwestern Crimea // *Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Department of Geology.* — 1981. — Vol. 56, no. 1. — P. 95–103. — (In Russian).
- Dubkova K. A., Shishlov S. B., Bugrova E. M., et al. Structure and Formation of the Lower Cretaceous-Eocene Section in the Central Part of the Simferopol Uplift // *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki.* — 2022a. — Vol. 164, no. 2. — P. 297–317. — <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2022.2.297-317>. — (In Russian).
- Dubkova K. A., Shishlov S. B., Kuznetsov A. B., et al. Formation History of the Valanginian Deposits, Southwestern and Central Crimea // *Stratigraphy and Geological Correlation.* — 2022b. — Vol. 30, no. 6. — P. 498–517. — <https://doi.org/10.1134/s0869593822060053>.
- Grishchenko V. A., Arkadyev V. V., Guzhikov A. Yu., et al. Bio-, Magneto and cyclostratigraphy of upper Berriasian near v. Alexeevka (Belogorskiy Region, Republic of Crimea). Article 1. Ammonites. Magnetostratigraphy. Cyclostratigraphy // *Saratov State University. Series: Earth Sciences.* — 2016. — Vol. 16, no. 3. — P. 162–172. — <https://doi.org/10.18500/1819-7663-2016-16-3-162-172>. — (In Russian).
- Grishchenko V. A., Fedorova A. A., Savelyeva Yu. N., et al. New bio- and magnetostratigraphic data on the Berriasian reference section "Kabaniy Log" (Belbek River, SW Crimea) // *The Cretaceous system of Russia and neighboring countries: problems of stratigraphy and paleogeography.* — Belgorod : POLITERRA, 2018a. — P. 104–109. — (In Russian).
- Grishchenko V. A., Guzhikov A. Yu. and Manikin A. G. Geological History of Bakhchisaray Area of Mountain Crimea During Cretaceous Period // *Proceedings of the 12th Int. School-Conference "Problems of Geocosmos" (October 8–12, 2018).* — SPb. : VVM, 2018b. — P. 71–77. — EDN: [YRHGPJ](#) ; (in Russian).
- Ivanik M. M., Plotnikova L. F., Leshchukh R. J., et al. Credit system // *Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine. T.1: Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic Ukraine.* — K. : Logos, 2013. — P. 562–619. — (In Ukrainian).
- Lysenko N. I. and Vakhrushev B. A. On the conditions of occurrence of Lower Cretaceous deposits on the northern slope of Chatyr-Dag (Crimea) // *Izvestiya AN SSSR. Ser. geol.* — 1974. — No. 4. — P. 148–150. — (In Russian).
- National geological map of Ukraine. Scale 1: 200 000. Krimskaya series. Arkusha L-36-XXVIII (Evpatoria), L-36-XXXIV (Sevastopol). Explanatory note. — K. : State Geological Service, State Enterprise "Pivdenekogeotsentr", UkrDGRI, 2006. — 175 p. — (In Ukrainian).
- National geological map of Ukraine. Scale 1:200 000. Krimskaya series. Arkusha L-36-XXIX (Simferopol), L-36-XXXV (Yalta). Explanatory note. — K. : State Geological Service, State Enterprise "Pivdenekogeotsentr", UkrDGRI, 2008. — 143 p. — (In Ukrainian).
- Nikishin A. M., Alekseev A. S., Baraboshkin E. Yu., et al. Geological history of the Bakhchisarai region of the Crimean Mountains in the Cretaceous period // *Bulletin. MOIP. Dept. geol.* — 2009. — Vol. 84, no. 2. — P. 83–93. — (In Russian).

- Plotnikova T. V., Gorak S. V., Kraeva E. Ya., et al. Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Stratigraphy (shelf and coast of the Black Sea). — K. : Naukova Dumka, 1984. — (In Russian).
- Posamentier H. W. and Allen G. P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications. — Tulsa : SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999. — 216 p. — <https://doi.org/10.2110/csp.99.07>.
- Shcherbinina E. A. and Loginov M. A. Nanoplankton and stratigraphy of the Lower Cretaceous deposits of the South-West Crimea // Modern micropaleontology. Proceedings of the XV All-Russian micropaleontological meeting (12-16 September 2012, Gelendzhik). — M. : GIN RAS, KubSU, 2012. — P. 324–327. — (In Russian).
- Shishlov S. B., Dubkova K. A., Arkadyev V. V., et al. Cretaceous and Paleogene of the Bodrak River Basin (Southwestern Crimea): study guide. — SPb. : LEMA, 2020. — 271 p. — EDN: [EEBOOI](#) ; (in Russian).
- Shishlov S. B., Dubkova K. A., Bugrova I. Yu., et al. Structure and depositional environment of the Valanginian-Hauterivian sections in the middle reaches of the Bodrak River (South-Western Crimea) // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. — 2019. — Vol. 64, no. 1. — P. 114–135. — <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.107>. — (In Russian).
- Smirnova T. N. and Baraboshkin E. Yu. Valanginian-Lower Hauterivian Brachiopod Assemblages From the Kacha-Bodrak Interfluvium, Southwestern Crimea // Stratigraphy and Geological Correlation. — 2004. — Vol. 12, no. 2. — P. 48–63. — EDN: [LIPRKD](#) ; (in Russian).
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (third generation). Scythian Series. Sheet L-36 (Simferopol). Explanatory Note. — SPb. : VSEGEI, 2019. — 979 p. — (In Russian).
- Stratigraphic schemes of Phanerozoic formations of Ukraine for geological maps of the new generation. — K. : Geoprognoz, 1993. — (In Russian).
- Szives O., Moreno-Bedmar J. A., Aguirre-Urreta B., et al. Report on the 7th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Warsaw, Poland, 21st August 2022): State of the art on the current Standard Ammonite Zonation of the Western Tethyan Mediterranean Province // Cretaceous Research. — 2024. — Vol. 153. — P. 105716. — <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105716>.
- Teslenko Yu. V., Plotnikova T. V., Gorak S. V., et al. Stratigraphy of the South Ukrainian oil and gas region (Paleozoic, Mesozoic, Paleogene) (report in 2 volumes). — Geoinform, 1980. — 572 p. — (In Russian).
- Yanin B. T. On the relationship of general and local stratigraphic units of the Lower Cretaceous of Southwestern Crimea (Kacha-Bodrak interfluvium) // Vestnik MSU. Ser. 4. Geol. — 1997. — No. 3. — P. 29–36. — (In Russian).
- Zhemchugova V. A. Reservoir sedimentology of carbonate deposits. — M. : EAGE Geomodel, 2014. — 232 p. — (In Russian).

MIDDLE DARRIWILIAN SMALL STROMATOLITE BIOHERMS AND SPHEROIDS (ONCOIDS) FROM THE MOYERO RIVER SECTION (SIBERIAN PLATFORM)

Nikita Lykov^{1,2*}, Olga Zueva², Andrei Dronov¹, Olga Postnikova²

¹Geological institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Gubkin Russian State University of Oil and Gas, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Lykov Nikita, lykownikita@gmail.com

The article presents results of studies of the stromatolites from Middle Ordovician deposits of the Moyero River section (Siberian platform). It demonstrates that despite the growing dominance of skeletal metazoans against the backdrop of Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE) in Siberian Platform reef systems, microbial communities remained integral components of reef formation from the Middle Ordovician onward. These communities functioned both as crucial auxiliary elements and as sole framework builders. Stromatolites are associated with bioherms dominated by skeletal metazoan reef-builders (*Angarella* sp., *Moyeronia* sp., tabulate coral, *Cryptolichenaria miranda*, and stromatoporoid, *Priscastroma gemina*). This indicates that in some parts of the platform, due to regional peculiarities, microbial communities not only retained their role in Middle Ordovician reef systems, but also formed bioherms without symbiosis with other reef builders. Microbial communities form two distinct stromatolite types: less numerous spheroidal forms (SS and SS-I) and more prevalent stromatolite bioherms (SS → LH). The persistence of microbial influence in this region is attributed to specific depositional environment conditions. Due to their morphology and diagenetic alterations, these stromatolites have a potential for hydrocarbon reservoir formation. The study highlights that while contemporary reef zones in the Ordovician of West Taimyr are prospective yet poorly understood reservoirs, the Moyero River organogenic build-ups serve as valuable geological models. Further research into their structure, texture, and genesis is essential to refine predictions for Ordovician reservoir distribution. These findings emphasize the need to consider stromatolites as significant targets in reservoir exploration.

Keywords: Middle Ordovician, Siberian platform, stromatolites, oncoids, microbialites, Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE), reservoirs.

Citation: Lykov N., Zueva O., Dronov A., Postnikova O. (2025), Middle Darriwilian Small Stromatolite Bioherms and Spheroids (Oncoids) From the Moyero River Section (Siberian Platform), *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES4016, EDN: GDGMYS, <https://doi.org/10.2205/2025ES001045>

RESEARCH ARTICLE

Received: 2025-06-02

Accepted: 2025-07-13

Published: 2025-09-30



Copyright: © 2025. The Authors. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>).

Introduction

Stromatolites are laminated benthic microbial deposits [Riding, 1991]. That type of microbialites is widespread for Precambrian and Early Paleozoic deposits of the Siberian paleocontinent [Belenitskaya et al., 1990]. In the same way as on other platforms microbial organisms of stromatolite structure were a major type of reef-builders until the Great Ordovician Biodiversification Event [Kuznetskov and Zhuravleva, 2022]. Along with the increase in marine invertebrate biodiversity, the main reef-builders also changed during this event. The Ordovician witnessed a remarkable change in reef composition [Lee and Riding, 2018; Webby, 2002] – a transition from microbial dominated to metazoan dominated

frameworks. However, due to a variety of regional factors (water depth, salinity and temperature), this transition was not a one-step process.

Stromatolites of the Siberian Platform have been the subject of numerous studies since the mid-20th century [Kuznetskov and Zhuravleva, 2022]. The major interest of past researchers was mainly focused on the Cambrian reefs as they were seen as a possible reservoir for oil and gas. The main results of their study are summarized in the fundamental work – Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia (Cambrian of Siberian Platform) in two volumes [Pegel et al., 2016; Sukhov et al., 2016]. However, the Ordovician stromatolite organogenic buildups have received immeasurably less attention. Lower Ordovician hemispheroidal type stromatolites that extend across the Siberian Platform from the Yenisey River to the Lena River [Krylov, 1975; Maslov, 1960; Sychev et al., 1982] are well known. Previously, it was assumed that the distribution of stromatolites in the Lower Ordovician was limited only to the south of the Siberian Platform, where they formed a reef system [Yadrenkina et al., 1979]. However, the recent discovery of Lower Ordovician stromatolite bioherms in the Moyero River section, which are a prolongation of the Upper Cambrian ones, challenges this statement. It shows that the reef system in the north of the Siberian platform, which started in the Cambrian, continued its development. The characterization of Lower Ordovician stromatolite bioherms is published in a recent paper by the authors [Lykov et al., 2024b]. It was also considered that stromatolite bioherms didn't form the Middle Ordovician [Kanygin et al., 2007], because previously it was thought that their formation had completed by the end of the Lower Ordovician. Nevertheless, the authors found small stromatolite bioherms in the Middle Ordovician of the Moyero River section during fieldwork. However, they were first noted by E. I. Myagkova and co-authors [Myagkova et al., 1977] as algae bioherms. But due to the lack of time and different focus of the work, they did not make a detailed characterization. The purpose of this study is to elucidate the features of middle Ordovician small rounded stromatolites in order to reconstruct the conditions of their growth and formation. Their detailed description has not been provided before.

Geological Setting

In the middle Ordovician time Siberian Platform was situated in low latitudes, closer proximity to the equator [Cocks and Torsvik, 2021]. It gradually migrated from the Southern Hemisphere during the Early Ordovician to the Northern Hemisphere by the Late Ordovician [Cocks and Torsvik, 2007]. The Siberian paleocontinent at that time embraced several basins, the largest of them is the Tungus Syncline (or the Tungus basin) [Kanygin et al., 2007]. The Moyero river section is located in the northern part of the Siberian Platform in modern coordinates adjacent to Anabar land (Figure 1A).

In the Ordovician of Siberian Platform two carbonate series of contrast lithology could be distinguished: 1) warm water tropical carbonate series (Tremadocian-Floian) and 2) cool-water carbonate series (Sandbian-Katian) [Dronov, 2013]. These two series are separated in the Moyero river section by a relatively thick and well-developed transitional interval (Dapingian-Darriwilian) with alteration of cool water and warm water carbonates. The latter become less and less abundant upward the section. The authors consider the influence of cold currents (upwelling) to be one of the main reasons for the change in the type of carbonate sedimentation [Dronov, 2013; Lykov et al., 2024a].

The Moyero river reference section is one of the most complete and continuous Ordovician sections on the entire Siberian platform [Myagkova et al., 1963]. Thus, the study of Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE) manifestation in the reef community's development against the background of facies peculiarities of the Siberian paleobasin is most promising in the Moyero River section deposits. However, due to its remoteness, it remains rarely visited by researchers, as a result of which many aspects of Ordovician paleogeography, sedimentary and paleoecology conditions are insufficiently studied. Outcrops along the Moyero River are traditionally marked with specific numbers such as Nos. 69, 70, 71, 72 (Figure 1B) and so on given to them by O. I. Nikiforova in 1951 [Myagkova et al., 1977]. The Ordovician strata are almost horizontal or slightly tilted (2° to 3°) to the

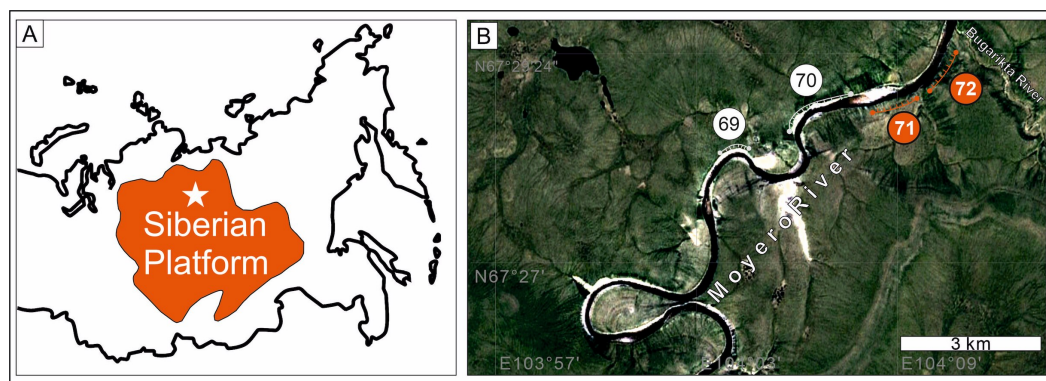


Figure 1. Geographical position and outcrops of the studied deposits. A. Position of the Moyero section on the Siberian platform indicated with a white star. B. Map, showing locations of the 69 to 72 outcrops along the Moyero river. The studied outcrops, marked in orange color.

south. The Ordovician succession of the Moyero river is subdivided into four formations (from the base upward): Irbukli, Kochakan, Moyero, and Dzheromo formations [Kanygin *et al.*, 2016; Pokrovsky *et al.*, 2018]. The studied objects here come from the upper part of Kochakan formation (Figure 2A), which crops out along the right bank of the Moyero River (outcrops Nos. 71 (Figure 2B); 72; 72A separated by the Bugarikta river). That whole formation includes the upper Ugorian, Kimaian, Vikhorevian, and Mukteian Regional Stages (upper Floian–lower Darriwilian stages) [Bergström *et al.*, 2009; Kanygin *et al.*, 2007]. The small rounded stromatolites are found only in two layers related to the uppermost Mukteian Regional Stage (Figure 2). To be precise they are available for observation in the lower part of outcrop Nos. 71; middle part of outcrop Nos. 72, upper part of Nos. 72A. The part of the section in which they occur is represented by variegated violet-red, more rarely green siltstones (aleurolites) and calcareous (less frequently dolomitised) mudstones intercalated with greenish gray bioclastic limestones with numerous bioherms of different size (Figure 2A, C).

Materials and Methods

Fieldwork was conducted in July 2013, August 2020, July 2021, and July 2022, during which a total of 50 samples were collected by A. Dronov and N. Lykov. These samples were processed into longitudinal and tangential thin sections for lithological and paleontological identification and from two of them polished slabs were made. In total, forty-eight 2.5×2.5 cm and five 5×5 cm thin sections were prepared in the thin section laboratory of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. Eight of these samples were taken from the stromatolite bioherms, half of them were prepared using blue colored epoxy resin to mark pores. Microphotographs were captured using a 6.3 Mpx, USB 3.0 Aptina camera.

The study of bioherms was carried out according to the methodology suggested by [Yao *et al.*, 2023], definition and classification of bioherms and carbonate rocks to [Dunham, 1962; Frolov, 1993; Logan *et al.*, 1964; Riding, 1991, 2002]. Detailed studies of the structure of rocks were performed on a scanning electron microscope JSM 6610 LV (JEOL, Tokyo, Japan), equipped with an energy dispersion spectrometer IE350 (OXFORD INSTRUMENTS, Abingdon, Oxfordshire, England), which was used to determine the elemental composition of individual nanocrystals. Small samples of rocks measuring 8 by 10 mm were glued to the holder with electrically conductive carbon tape before being viewed with an electron microscope. Then, to remove the charge formed due to the interaction of the electron beam with the sample surface, they were sprayed with a thin conductive platinum coating. The thickness of the platinum coating was 20 nm. The coating was produced in the JFC-1600-JEOL device (JEOL, Tokyo, Japan). The samples were examined in the secondary electron mode (“secondary electron image”, abbreviated “SEI”). The observation mode is indicated as a stamp on the pictures. In the secondary electron mode, the topographic contrast of the sample surface is clearly visible. In this mode, the maximum resolution is reached. The

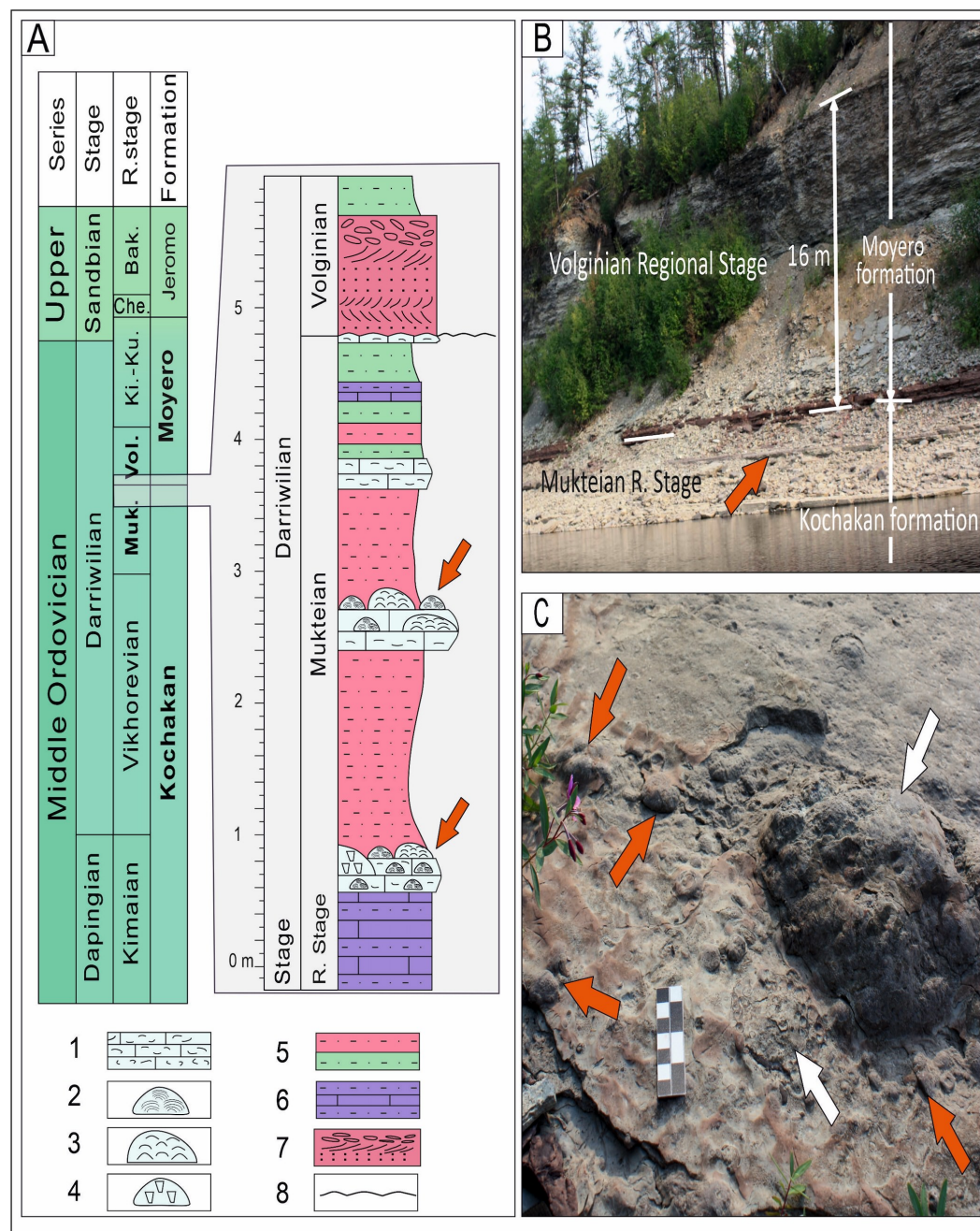


Figure 2. A. Simplified lithology and stratigraphy column of the studied section (stromatolite bioherms and oncoids marked with orange arrows). Abbreviations: R. stage – Regional stage; Muk. – Mukteian; Vol. – Volginian; Ki. – Ku. – Kirensko – Kudrinian; Che. – Chertovskian; Bak. – Baksian. Legend: 1) bioclastic grainstones; 2) stromatolite bioherms and oncoids; 3) *Angarella* and *Moyeronia* bioherms; 4) tabulate coral (*Cryptolichenaria miranda*) and stromatoporoid (*Priscastroma gemina*) bioherms; 5) variegated violet-red, more rarely green siltstones; 6) intercalation of peloidal wackestones and calcified or dolomitised siltstones; 7) reddish iron oolites; 8) erosion boundary. B. Field photo of Nos. 71st outcrop (upper layer with stromatolite bioherms marked with an orange arrow). C. Field photo of the upper (second) layer with studied objects (stromatolite bioherms marked with orange arrows; Metazoan skeletal dominated bioherms are marked with white arrows).

analytical conditions for studying the samples were an accelerating voltage 30 kV, spot size 40–45, and working distance 10–14 mm.

All the samples (polished slabs and thin sections with stromatolites) are stored in Mineralogical and petrographic museum named after L. V. Pustovalov (Gubkin Russian State University of Oil and Gas).

Description

The part of the section (Figure 2A) under consideration contains two layers with metazoan dominated bioherms and stromatolites (Figure 3A, B, C). Stromatolites are represented by two main variations (Figure 4) – spheroidal and hemispheroid structures. According to Logan's classification [Logan *et al.*, 1964] – SS → LH (the form of transition from spheroids to laminated hemispheroids). Less common is the spheroidal type (oncoids) and inverted stacked hemispheroids (SS and SS-I types according to 18)). Each stromatolite small bioherm and oncoid are roughly 2–3 cm in size. The largest observed measures are 3 cm in height and 7 cm in diameter. a shallow pit resembling an indentation is occasionally noted in their central part.

Metazoan dominated bioherms are represented by a combination of skeletal metazoan and microbial reef builders (in a subordinate position). These bioherms are underlain by bioclastic limestones with wave ripple marks noted on the top surface of them, indicating shallow water conditions at the time of the beginning of bioherm formation. In the lower (first) layer skeletal metazoan reef-builders are *Angarella* sp. (Figure 3D), *Moyeronia* sp., and *Cryptolichenaria miranda* (tabulate coral) [Myagkova *et al.*, 1977]. Later, in some bioherms V. G. Khromych found and identified stromatoporoids, represented by a single species *Priscastroma gemina* [Khromykh, 1999]. Their average thickness is about 0.5 m. In the upper (second) layer the largest number of bioherms is composed by *Angarella* sp. and *Moyeronia* sp. with the auxiliary role of microbe communities. Their morphologies are convex-upward and have the largest dimensions of all bioherms (maximum height 0.5–0.8 m, maximum diameter up to 3 meters).

Most often, the location of stromatolite bioherms is not accidental. They form clusters both independent and confined (Figure 3A, B) to the periphery of metazoan dominated bioherms (Figure 3C, D). In clusters, their number varies from several units to dozens. Typical stromatolite bioherms with underlying deposits are well represented on a polished slab (Figure 4), which consists of three layers.

Layer 1 is represented by reddish cross-laminated quartz siltstones (Figure 4, 5A–B) with different carbonate clasts – large (0.5×1 cm) *Angarella* shells, ooids, microbial peloids and intraclasts; their reddish color is presumably due to the abundance of hematite envelopes covering quartz grains and in the matrix. Towards the top of the layer, the number of carbonate clasts increases (Figure 5B). a few thin empty cracks are also noted in the layer. The contact of layers 1 and 2 is gradual in terms of predominance shift from terrigenous to carbonate components.

Layer 2 (Figure 4, 5C, D) is grayish-green ooidal-bioclastic limestone (grainstone) with sparite matrix, numerous shell fragments (mostly *Angarella*), oolites, and microbial peloids and intraclasts, admixture (10%) of quartz grains is noted in thin sections of that layer. The size of bioclasts varies from 0.1 to 1 mm, ooides – 0.1–0.15 mm. They are formed mainly by ostracod shells. In addition, there are also large (up to several cm) hematitized fragments (Figure 5E) of stromatolite oncoids (spheroids). There are a few empty pores, clearly distinguishable due to staining (blue color), in the thin sections.

Layer 3 (Figure 4, 5H) is greenish gray limestone, mostly hemispheroidal and less spheroidal (boundstone), with a stromatolite structure (Figure 5F–H, 6). In the basal parts there are large (2–5 cm) *Angarella* shells, on the surface of which the growth of microbial colonies begins (Figure 4). In bioherms, microbial colonies grow upward from shells or redeposited spheroids. Numerous branching low-amplitude stylolites are noted (Figure 5H), which together form a system of fractures. In the latter, dark brown clayey matter with residual hydrocarbons is observed within them. The columnar forms of stromatolites with a layered texture are composed of micrite (calcite) and have dark gray color. Between them there is sparite which recrystallized from micrite in the rock matrix. There are leaching

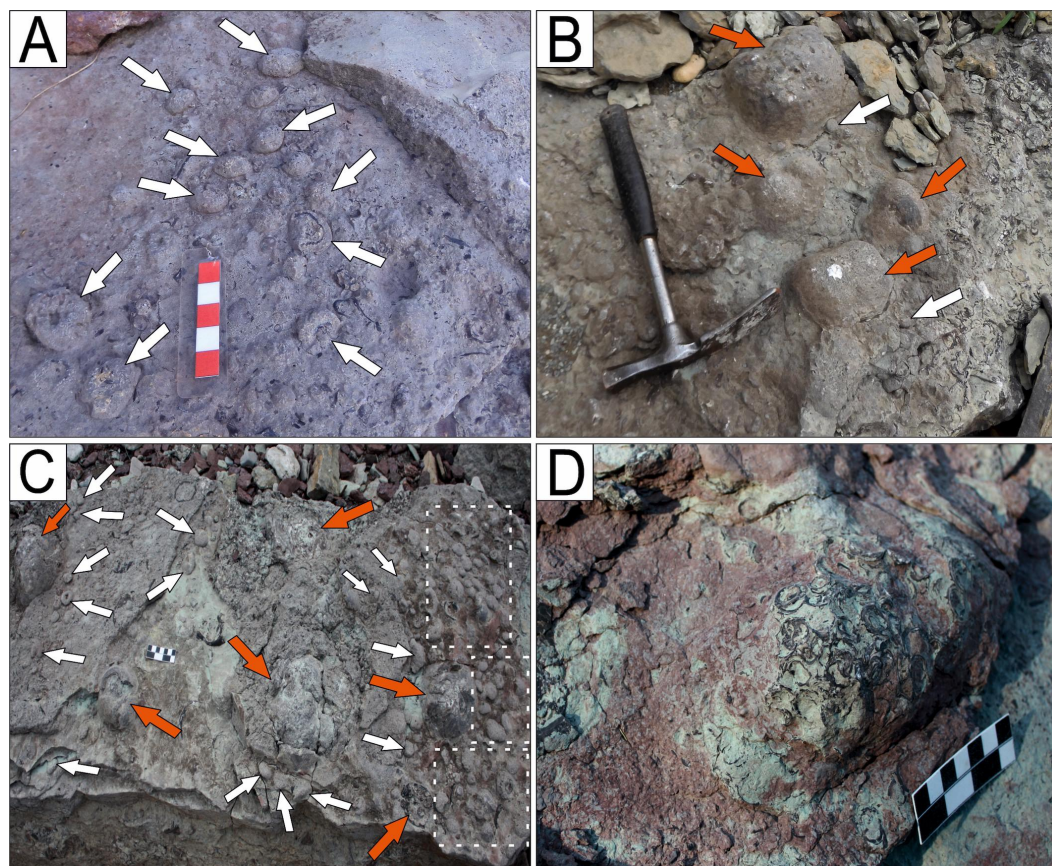


Figure 3. Field photographs of the studied layers with the bioherms: white arrow indicates the stromatolite bioherms and oncoids, orange arrow – metazoan dominated bioherms. (A) The stromatolites on top of the bioclastic grainstone from the bottom (first) layer; (B, C) General view of the inter-location of stromatolite and metazoan dominated bioherms, showing that the stromatolites are confined to larger metazoan dominated bioherms (tabulate coral, *Angarella* sp. and *Moyeronia* sp.) from the upper (second) layer; Cl – white dotted boxes indicate areas of stromatolites clusters; (D) *Angarella* bioherm from the upper (second) layer. The hammers in (B) are approximately 30 cm high. The entire length of the scale bar in (A, C, D) are 5 cm, and each square indicates 1 cm.

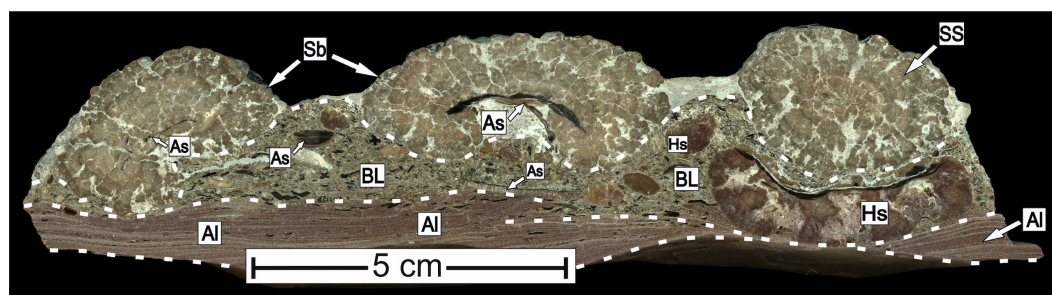


Figure 4. The Polished slab with three layers is highlighted (white a dotted line): layer 1 (Al): reddish cross-laminated siltstones with rare bioclasts; layer 2 (BL): grayish-green bioclastic limestone with large *Angarella* shells (As), microbial peloids and intraclasts, ooids, ostracod shells, and bryozoan fragments, secondary hematitized clasts of stromatolites (Hs); layer 3: small hemispheroidal stromatolite bioherms (Sb) and stromatolite spheroids (SS), according to [Logan et al., 1964] SS and SS → LH types of stromatolite structures.

pores that are now filled with secondary calcite. Finally, single quartz grains occur in the matrix between stromatolite columns.

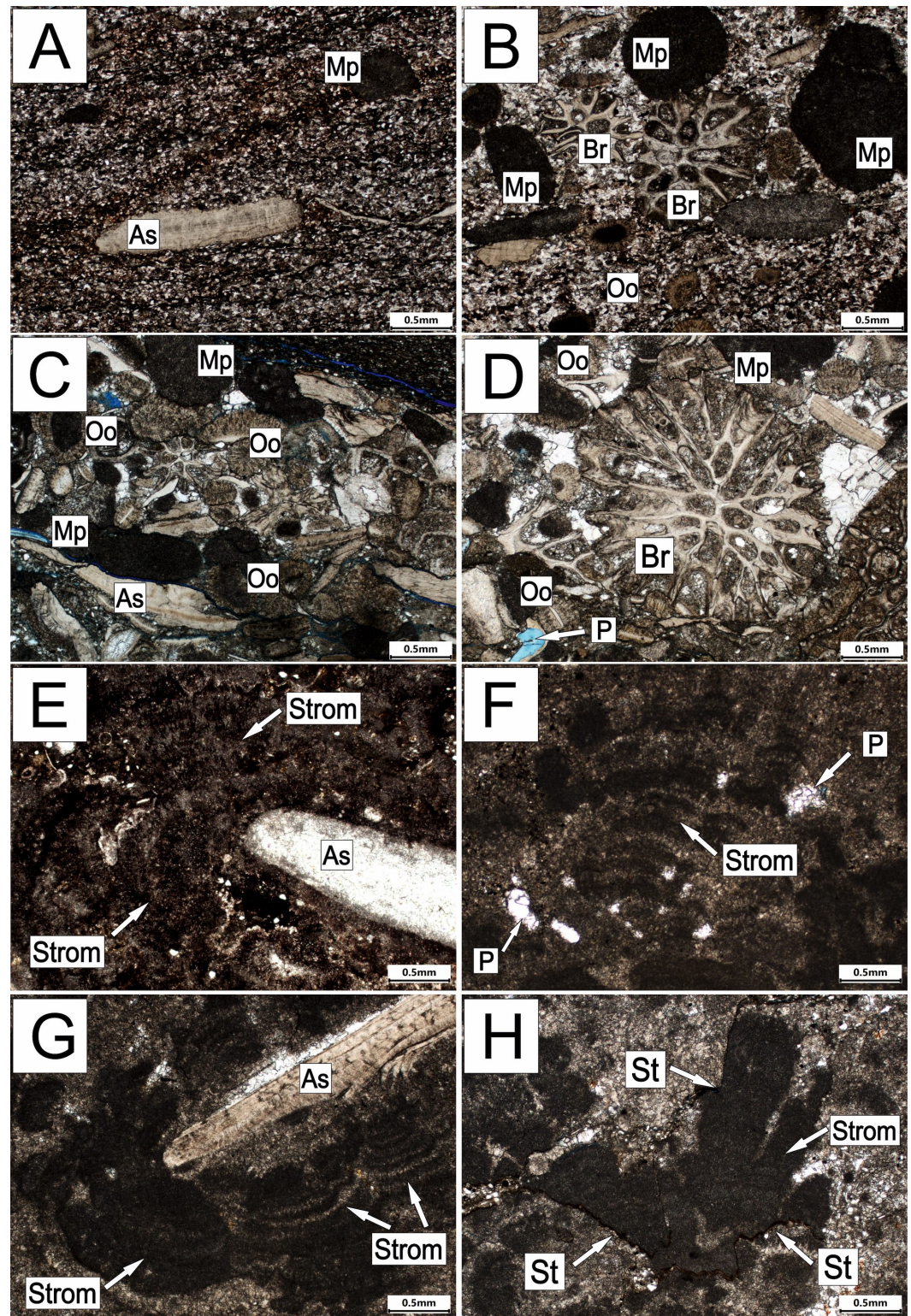


Figure 5. Photos of the thin sections in plane polarized light: As – Angarella shells; Mp – microbial peloids and intraclasts; Br – fragments of bryozoans; Oo – ooids; P – pores with or without calcification; Strom – stromatolites (laminated microbialites); St – stylolites. A – cross-laminated quartz siltstones; B – uppermost part of siltstones with an increased amount of bioclasts; C-D – ooidal-bioclastic limestone (pack-grainstone); E – hematitized fragments of stromatolite oncoids (spheroids); F-G – bioherms and oncoids (spheroids) with marked stromatolite textures; G – center part of oncooid limestone; H – stylolites in stromatolite bioherms.

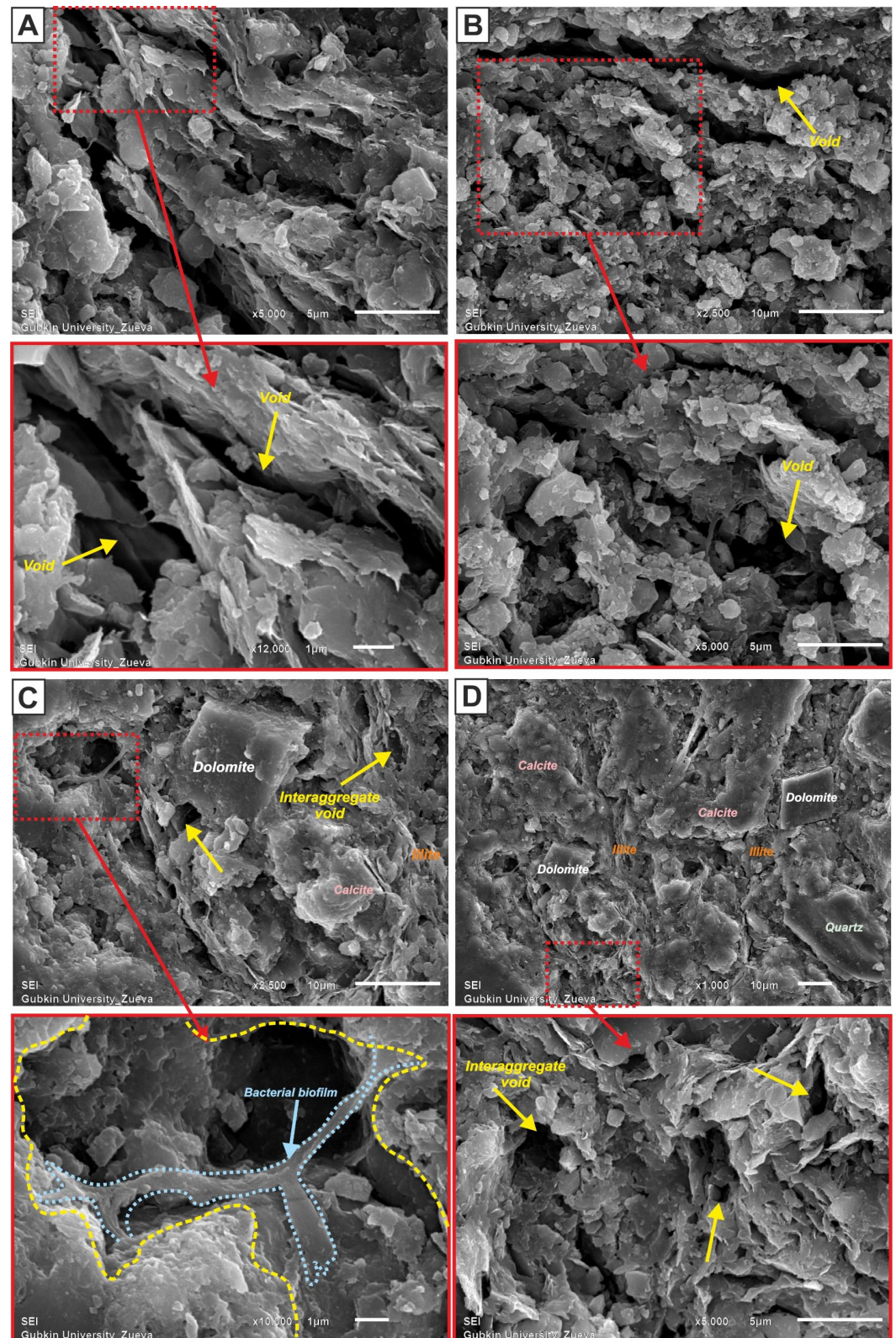


Figure 6. Bacterial calcite biofilms found in microbial limestones with a stromatolite texture (layer 3) (SEM photos, EDS spectrum of the calcite).

Stromatolites have a rather peculiar type of void space. The determining factor of its formation is the layered texture of stromatolite formations. The largest voids are confined to the interlayer space, along which fracturing and leaching voids develop (Figure 7A–B).

It should be noted that abundant calcite mineralized bacterial biofilms are prominent in the void space (Figure 7C). The bacterial origin of these structures is confirmed not only morphologically, but also by the increased carbon content. Significantly smaller voids 1–2 microns in size are confined to the interaggregate space inside the stromatolite layers (Figure 7D). Numerous stylolite seams filled with transformed organic matter are noted in the rocks, which form a system of connected channels.

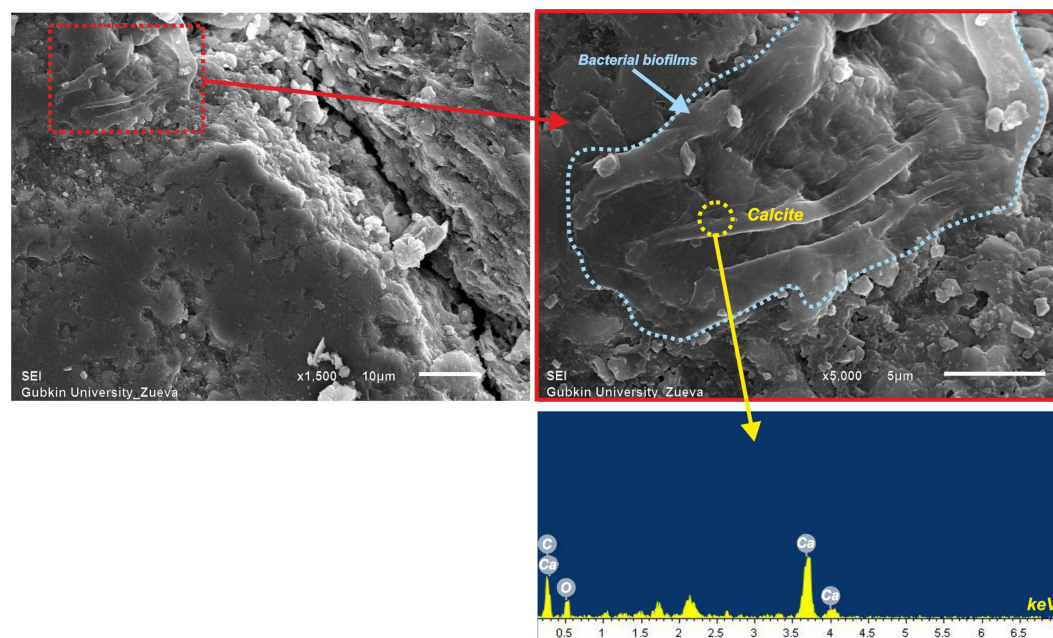


Figure 7. SEM photos of the microtextures of stromatolites. A, B – voids confined to the interlayer space; C – bacterial calcite biofilms in the void; D – interaggregate voids 1–2 microns in size.

Discussion

The cross-bedding structures of siltstones and presence of ooides in bioclastic limestones indicate an active hydrodynamic environment before stromatolite's growth. It seems that in the final stage of bioclastic limestones formation (the time before they were fully cemented in early diagenesis) spheroid stromatolites (SS types) were transported and accumulated here. Inverted stromatolite structures (SS-I) most likely formed under the influence of short-term currents that facilitated a single overturning of stromatolites, which prevented the formation of a spheroidal type. In the aftermath, these sedimentary conditions were preserved at the time of formation of bioherms. Thus, spheroid stromatolites turned out to be the substrate for the bioherm form of stromatolites (SS → LH type). Similar modern stromatolites have been found in the intertidal zone of the Bahamas, where a variety of shells served as substrates for stromatolite growth [Feldmann and McKenzie, 1998].

Such small microbial (a number of authors attribute them to algal genesis) bioherms are extremely common in the Lower Paleozoic of the Siberian Platform [Kanygin et al., 2007; Luchinina et al., 2013], the greatest flowering of this type of bioherms occurred in the Early and Middle Cambrian and the beginning of the Ordovician. At some stages of sedimentary paleobasin development in the Cambrian age, they formed stromatolite fields within the “Sakhal organogenic strip” [Kanygin et al., 2007; Zhuravleva, 1979]. In the second half of the 20th century, V. A. Luchinina [Luchinina, 1973] proposed a term for such spherical formations (small bioherms) on the example of the lower Cambrian – “Calyptra” (from Greek “cap”; corresponds to the dome in modern algae). This term entered the Russian-language literature. a characteristic feature of this type of bioherms is that they are located at the same level as their base, forming a field or “carpet”. Meanwhile, the detected bioherms in the Moyero River section form 2 levels in study section that have been traced in several outcrops over a total length of more than 3 km. Therefore, it can be assumed that this term is also suitable for the described bioherms.

“Calyptras” (small stromatolite bioherms) found in the Middle Ordovician of the Moyero River section differ from those described by V. A. Luchinina in that they are not associated with larger stromatolite bioherms or form large fields exclusively by themselves. An important feature of the development of the studied stromatolites in the outcrops No. 71 and 72 is their co-occurrence with metazoan dominated bioherms. Microbial communities have equivalent significance in the structure of the studied levels, together with the predominant metazoan bioherms (*Angarella* sp., *Moyeronia* sp., tabulated corals and stromatoporoids). The combination of small bioherms with various reef-builders in one layer can apparently be explained by the unstable environmental conditions in the shallow part of the basin. Apparently, marine oxygenation [Lee and Riding, 2018] may provide more favorable conditions for the development of *Angarella* sp. and other new non-microbial reef-builders. However, at the middle Darriwilian of the Moyero river section, these conditions were not yet sufficient for a general ecological shift towards a microbial-metazoan consortia characteristic of more recent times [Kröger et al., 2017; Webby, 2002]. Due to this, microbial communities did not lose their important role. In contrast, as a result of deteriorating environmental conditions at the end of the Middle Ordovician, microbial communities once again took a dominant position in reef building in the study part of paleobasin [Jeon et al., 2025]. Further studies of the Ordovician of the Siberian Platform may provide a better understanding of the transition in the development of reef systems against the GOBE background in different parts of the paleobasin, showing the importance of taking into account regional differences.

Conclusions

Despite the appearance and increasing role of metazoan skeletal organisms in reef systems of the Siberian Platform, microbial communities continued their active development since the Middle Ordovician. They were included in reef formation both as auxiliary, but extremely important subjects, and acted as the main framework formers. The latter is directly evidenced by the finding of two types of stromatolites in association with bioherms dominated by other species. The first, less numerous one is represented by spheroidal stromatolites (SS and SS-I). The second, more numerous, is represented by stromatolite bioherms (SS → LH). Apparently, the preservation of the role of microorganisms in this part of the Siberian Platform is related to the depositional environment conditions. Due to the specificity of their morphology and secondary processes, they can be considered as potential hydrocarbon reservoirs.

Low Paleozoic carbonate deposits of the West Taimyr are potential oil and gas bearing area according to drilling data [Vilesov et al., 2022]. Ordovician part is envisioned as a prospective complex with potential reservoirs confined to reef zones of the carbonate platform margin [Bukatova et al., 2022]. However, given the peculiarities of the core material, organic build-ups from West Taimyr area are still poorly understood. But at the same time the organic build-ups of the same-age part of the Moyero River section can be considered as potential reservoir rock models. In this regard, it is necessary to further study their structure, texture and genesis, which will make it possible to refine the forecast of the development of Ordovician natural reservoirs. The new data obtained may encourage the following researchers to consider stromatolites as potential reservoirs when searching for potential reservoirs.

Acknowledgments. The authors are also thankful for advice at the initial stage of our research by Qijian Li associate professor of Key Laboratory of Palaeobiology and Petroleum Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences. This paper was reviewed by two anonymous reviewers, and their comments are gratefully acknowledged. The present study was supported by Ministry of Science and Higher Education funding of Geological Institute RAS and Gubkin Russian State University of Oil and Gas.

References

- Belenitskaya G. A., Zadorozhnaya N. M., Ioganson A. K., et al. Riphogenic and sulfate-bearing formations of the Phanerozoic of the USSR. — Nedra, 1990. — 291 p. — (In Russian).
- Bergström S. M., Chen X., Gutiérrez-Marco J. C., et al. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician system and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // *Lethaia*. — 2009. — Vol. 42, no. 1. — P. 97–107. — <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2008.00136.x>.
- Bukatova E. M., Uzhegova I. A., Pogrebnyuk S. A., et al. Oil and gas potential prospects of the Ordovician-Carboniferous deposits for West Taimyr under limited data conditions // *PROneft. Professionally about Oil*. — 2022. — Vol. 7, no. 4. — P. 28–39. — <https://doi.org/10.51890/2587-7399-2022-7-4-28-39>. — (In Russian).
- Cocks L. R. M. and Torsvik T. H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth-Science Reviews*. — 2007. — Vol. 82, no. 1/2. — P. 29–74. — <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.02.001>.
- Cocks L. R. M. and Torsvik T. H. Ordovician palaeogeography and climate change // *Gondwana Research*. — 2021. — Vol. 100. — P. 53–72. — <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.008>.
- Dronov A. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2013. — Vol. 389. — P. 87–95. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.05.032>.
- Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // *Classification of Carbonate Rocks*. Vol. 1. — American Association of Petroleum Geologists, 1962. — P. 108–121.
- Feldmann M. and McKenzie J. A. Stromatolite-Thrombolite Associations in a Modern Environment, Lee Stocking Island, Bahamas // *PALAIOS*. — 1998. — Vol. 13, no. 2. — P. 201. — <https://doi.org/10.2307/3515490>.
- Frolov V. T. Lithology. Vol. 2. — Moscow State University Press, 1993. — 432 p. — (In Russian).
- Jeon J., Lykov N., Dronov A., et al. Calcimicrobe-stromatoporoid bioherms from the upper Darriwilian of the Moyero River, Siberia: Implications for reef development during the Great Ordovician Biodiversification Event // *Palaeoworld*. — 2025. — Vol. 34, no. 4. — P. 200907. — <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2024.200907>.
- Kanygin A., Yadrenkina A., Timokhin A., et al. The regional stratigraphic chart of the Ordovician of the Siberian Platform (New version) // *Geology and mineral resources of Siberia*. — 2016. — 5s. — P. 4–57. — <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2016-5s-4-57>.
- Kanygin A. V., Yadrenkina A. G., Timokhin A. V., et al. Stratigraphy of the oil and gas basins of Siberia. Ordovician of the Siberian platform. — Novosibirsk : Geo, 2007. — 267 p. — (In Russian).
- Khromykh V. G. New genus of the earliest stromatoporoids // *Doklady Akademii Nauk*. — 1999. — Vol. 364, no. 6. — P. 801–803. — (In Russian).
- Kröger B. J., Desrochers A. and Ernst A. The reengineering of reef habitats during the Great Ordovician Biodiversification Event // *PALAIOS*. — 2017. — Vol. 32, no. 9. — P. 584–599. — <https://doi.org/10.2110/palo.2017.017>.
- Krylov I. N. Riphean and phanerozoic stromatolites in the USSR. — Nauka, 1975. — 243 p. — (In Russian).
- Kuznetskov V. G. and Zhuravleva L. M. Paleozoic reef formation and its correlation to the biota development. — Moscow : LCC MAKs Press, 2022. — P. 192. — <https://doi.org/10.29003/m3035.978-5-317-06830-1>. — (In Russian).
- Lee J. H. and Riding R. Marine oxygenation, lithistid sponges, and the early history of Paleozoic skeletal reefs // *Earth-Science Reviews*. — 2018. — Vol. 181. — P. 98–121. — <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.04.003>.
- Logan B. W., Rezak R. and Ginsburg R. N. Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites // *The Journal of Geology*. — 1964. — Vol. 72, no. 1. — P. 68–83. — <https://doi.org/10.1086/626965>.
- Luchinina V. A. Algal ecology and microstructure of algal biostromes of the Lower Cambrian of the middle reaches of the Lena River // *Environment and Life in the Geological Past (Late Pre-Cambrian and Palaeozoic of Siberia)*. — Novosibirsk : Nauka, 1973. — P. 69–71. — (In Russian).
- Luchinina V. A., Korovnikov I. V., Novozhilova N. V., et al. Benthic Cambrian biofacies of the Siberian Platform (hyoliths, small shelly fossils, archeocyaths, trilobites and calcareous algae) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. — 2013. — Vol. 21, no. 2. — P. 131–149. — <https://doi.org/10.1134/s0869593813020044>.
- Lykov N., Rostovtseva Yu. and Dronov A. Late Middle to Late Ordovician Phosphate Accumulation of the Moyero River Section (Siberia): A Record of Upwelling and Global Cooling // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2024a. — Vol. 24. — ES6001. — <https://doi.org/10.2205/2024ES000946>.
- Lykov N. A., Zakiryanov I. G., Dronov A. V., et al. Lower Ordovician Stromatolite Bioherms from the Moyero River Key Section (Tunguska Syncline, Eastern Siberia) // *Moscow University Geology Bulletin*. — 2024b. — Vol. 79, no. 3. — P. 388–396. — <https://doi.org/10.3103/s0145875224700376>.
- Maslov V. P. Stromatolites. Genesis, method of study, connection with facies and geological significance on the example of Ordovician of the Siberian Platform. — Moscow : USSR Academy of Sciences, 1960. — 232 p. — (In Russian).

- Myagkova E. I., Nestor H. E. and Einasto R. E. Ordovician and Silurian sequence of the Moiero River (Siberian platform). — Nauka, 1977. — 176 p. — (In Russian).
- Myagkova E. I., Nikiforova O. I., Vysotski A. A., et al. Stratigraphy of the Ordovician and Silurian sediments of the Moyero River Valley, Siberian Platform. — Nauka, 1963. — 65 p. — (In Russian).
- Pegel T. V., Egorova L. I., Shabanov Yu. Ya., et al. Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Cambrian of Siberian platform Vol. 2: Paleontology. — Novosibirsk : IPGG SB RAS, 2016. — 344 p. — (In Russian).
- Pokrovsky B. G., Zaitsev A. V., Dronov A. V., et al. C, O, S, and Sr Isotope Geochemistry and Chemostratigraphy of Ordovician Sediments in the Moyero River Section, Northern Siberian Platform // Lithology and Mineral Resources. — 2018. — Vol. 53, no. 4. — P. 283–306. — <https://doi.org/10.1134/s0024490218040053>.
- Riding R. Classification of microbial carbonates // Calcareous algae and stromatolites / ed. by R. Riding. — Berlin : Springer-Verlag, 1991. — P. 21–51.
- Riding R. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories // Earth-Science Reviews. — 2002. — Vol. 58, no. 1/2. — P. 163–231. — [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(01\)00089-7](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(01)00089-7).
- Sukhov S. S., Shabanov Yu. Ya., Pegel T. V., et al. Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Cambrian of Siberian platform Vol. 1: Stratigraphy. — Novosibirsk : IPGG SB RAS, 2016. — 497 p. — (In Russian).
- Sychev O. V., Abaimova G. P. and Yadrenkina A. G. Organogenic buildups of the Early Ordovician of the southwest of the Siberian platform Podkammennaya Tunguska River basin // Environment and life in the geological past paleolandscapes and biofacies / ed. by O. A. Betekhtina and L. T. Zhuravleva. — 1982. — P. 126–138. — (Akademiya Nauk SSSR). — (In Russian).
- Vilesov A. P., Ershova V. B. and Solovyeva A. D. Lithological and sedimentological characteristics of the Paleozoic of the West Taimyr potential oil and gas bearing area (according to drilling data) // PROneft. Professionally about Oil. — 2022. — Vol. 7, no. 4. — P. 14–27. — <https://doi.org/10.51890/2587-7399-2022-7-4-14-27>. — (In Russian).
- Webby B. D. Patterns of Ordovician reef development // Phanerozoic Reef Patterns. — SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2002. — P. 129–179. — <https://doi.org/10.2110/pec.02.72.0129>.
- Yadrenkina A. G., Abaimova G. P. and Sychev O. V. On the Lower Ordovician reef zones of the western Siberian Platform (problem statement) // Geology of Cambrian reef systems in western Yakutia. — Siberian Research Institute of Geology, Geophysics, Mineral Resources, 1979. — P. 110–118. — (In Russian).
- Yao L., Kershaw S., Shen S., et al. A new reef classification model with insights into Phanerozoic evolution of reef ecosystems // Sedimentology. — 2023. — Vol. 70, no. 6. — P. 1886–1914. — <https://doi.org/10.1111/sed.13099>.
- Zhuravleva I. T. Sahai organogenic strip // Environment and life in the geological past. Issues of Ecostratigraphy. Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics. — Novosibirsk : Nauka, 1979. — P. 128–154. — (In Russian).