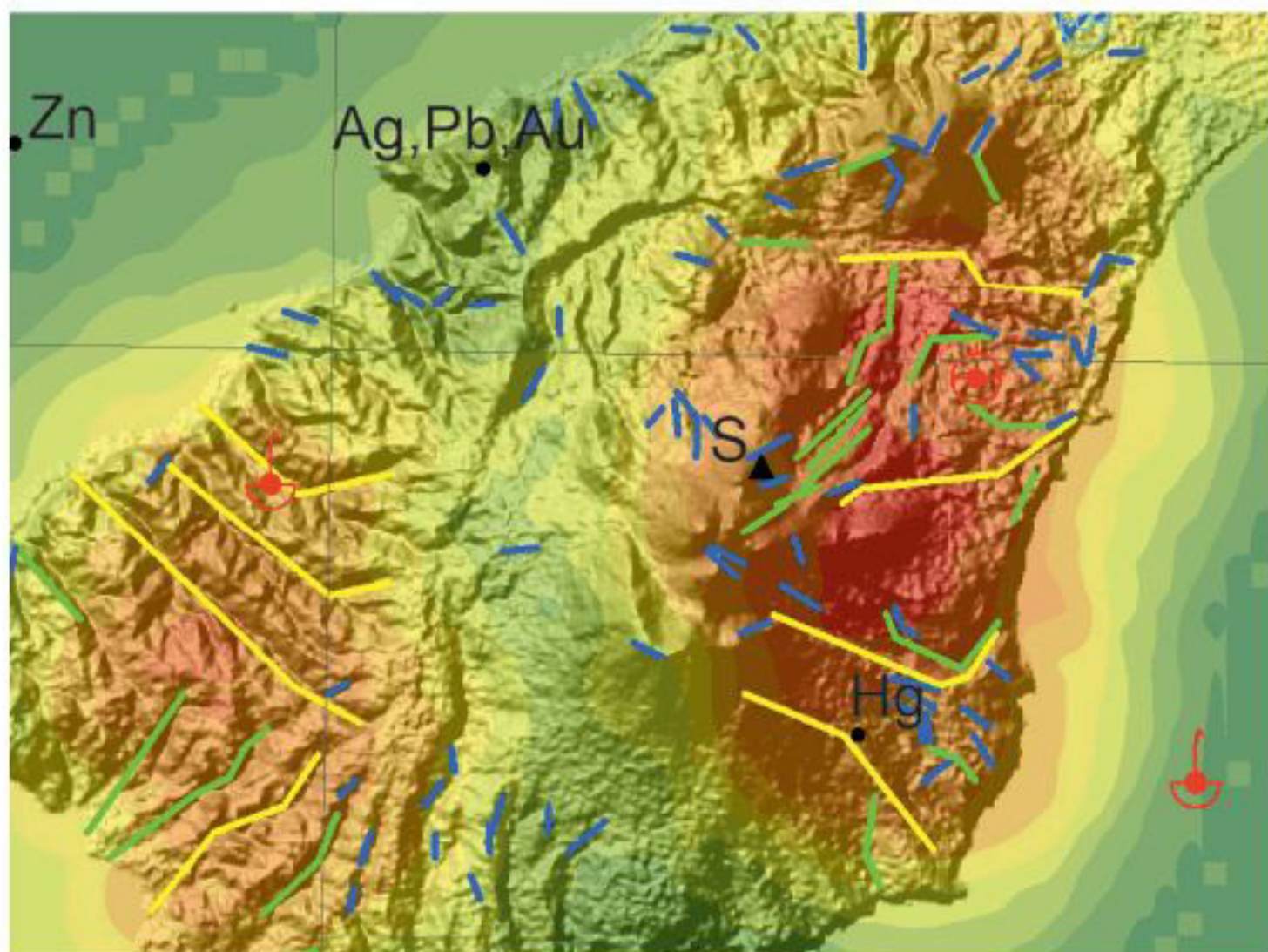




RUSSIAN
JOURNAL *of*
EARTH SCIENCES

Vol. 24
Issue 2



ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО
СЕКТОРА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫН. С. Крикун^{*,1,2} , И. А. Бабенко¹ , И. В. Таловина¹ , и А. М. Дурягина³ ¹Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия³Технический университет Фрайбергская горная академия, Фрайберг, Германия* **Контакт:** Крикун Никита Сергеевич, nskrikun@gmail.com

В статье представлен обзор современного состояния изученности особенностей геологического строения и нефтегазоносности южного сектора Курильской островодужной системы, дополненный результатами собственных наблюдений. Расширение минерально-сырьевой базы удаленных регионов играет важную роль для их экономического развития. Нефтегазоносность Южных Курил является предметом множества дискуссий. На основе анализа накопленных и полученных авторами данных уточнены особенности геологического строения южных островов Большой Курильской гряды. В потенциально нефтегазоносных неогеновых отложениях на основании прямых и косвенных признаков выделен верхнемиоцен-плиоценовый перспективный нефтегазоносный комплекс, в котором возможно формирование литологических и структурных ловушек. В результате сравнительного анализа перспективных отложений островной суши, акватории Срединно-Курильского прогиба и смежных объектов Северо-Западной Пацифики предполагается возможная нефтегазоносность пород фундамента островной дуги. Выделены наиболее перспективные участки с точки зрения нефтегазоносности на суше и акватории, которыми являются Куйбышевский блок, расположенный на о. Итуруп, и залив Касатка Срединно-Курильского прогиба, соответственно.

Ключевые слова: Курильская островная дуга, Итуруп, Кунашир, объекты литологического типа, нефтегазоносность кайнозойских отложений, Срединно-Курильский прогиб.

Цитирование: Крикун, Н. С., И. А. Бабенко, И. В. Таловина, и А. М. Дурягина Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности неогеновых отложений южного сектора Курильской островодужной системы // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES2001. — DOI: 10.2205/2024es000905 — EDN: MRFSKL

Введение

Геологическое изучение Курильских островов отечественными специалистами началось со второй половины XX в. Несмотря на то, что в пределах островодужных систем северо-западной Пацифики выявлены крупные проявления углеводородов [Хаин и Полякова, 2004], перспективы нефтегазоносности Курильской островной дуги до сих пор остаются вопросом дискуссионным. На данный момент открытие крупных перспективных объектов преимущественно возможно в шельфовых зонах [Egorov et al., 2021; Mingaleva et al., 2022; Prischepa et al., 2021]. Тем не менее, результаты последних геофизических работ, преимущественно морских [Ильев и др., 2009; Кровушкина и др., 2005], свидетельствуют о существовании возможных нефтегазоносных структур и потенциальной нефтегазоносности Курильской котловины. Кроме того, существует ряд геолого-геофизических предпосылок, указывающих на благоприятные условия для формирования и накопления углеводородов в пределах островной суши. На участке парогидротерм Горячий пляж (о. Кунашир) в керне скважин были обнаружены

<https://elibrary.ru/mrfskl>

Получено: 4 октября 2023 г.

Принято: 5 марта 2024 г.

Опубликовано: 18 марта 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

углеводороды нефтяного ряда, а в метасоматитах горы Шульга (о. Кунашир) – высокомолекулярные углеводороды парафинового ряда [Дуничев и Севостьянов, 1968; Дуничев и др., 1974]. Кроме того, газовая составляющая термальных источников на острове Итуруп (Горячие Ключи) содержит до 58 % метана, а в термальных водах Столбовских источников на острове Кунашир помимо метана (11,95 %) присутствуют тяжелые углеводороды (0,3 %) [Дуничев и Табояков, 1974]. Важно отметить, что изучение и расширение минерально-сырьевой базы удаленного и стратегически важного региона, которым являются Курильские острова, способно привести к его экономическому росту и развитию [Aleksandrova и др., 2022; Litvinenko и Sergeev, 2019; Shishkin et al., 2022].

Данная работа посвящена изучению потенциала нефтегазоносности и уточнению геологического строения неогеновой части разреза островов Кунашир и Итуруп. Для достижения данной цели были решены следующие задачи: уточнение особенностей литологического состава неогеновых отложений территории, их фильтрационно-емкостных свойств; выделение перспективных нефтегазоносных комплексов; сравнительный анализ перспективных отложений островной суши, акватории Срединно-Курильского прогиба и смежных объектов Северо-Западной Пацифики; определение стратегии дальнейшего изучения перспективных объектов.

Геологическое строение района

Курильская островная дуга, расположенная в северо-западной части Тихого океана, представляет собой дугообразную цепь островов, которые венчают вытянутое подводное поднятие и отделяют Курильскую котловину от глубоководного Курило-Камчатского желоба [Авдейко и др., 2000; Schellart et al., 2003]. В составе Курильской островодужной системы можно выделить вулканическую (Большая Курильская гряда) и невулканическую (Малая Курильская гряда и подводный хребет Витязя) дуги, которые отделены друг от друга Срединно-Курильским прогибом (рис. 1).

Наиболее древние меловые и палеогеновые отложения на поверхности закартированы в пределах Малых Курил. Предполагается, что они также формируют нижнюю часть разреза осадочного чехла Срединно-Курильского прогиба и перекрываются средне(?)–верхнемиоценовыми отложениями, сформировавшимися в морских осадочных бассейнах, и аналогичными мел-палеогеновым образованиям восточного Хоккайдо [Hanagata and Hiramatsu, 2005].

По поводу геологического разреза образований, выходы которых закартированы на островах Большой Курильской гряды, существуют две точки зрения. Согласно первой, в геологическом строении островов принимают участие преимущественно вулканогенные образования миоцен-четвертичного возраста [Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, 2002; Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, 2008; Talovina et al., 2022].

Геологический разрез островной суши представлен стратифицированными неоген-четвертичными образованиями, в основном вулканогенно-осадочного, вулканогенно-кластического и осадочного по [Богатиков и др., 2008] генезиса, которые прорваны комагматичными субвулканическими и экструзивно-жерловыми телами (рис. 1).

Нижняя часть разреза неогеновых пород содержит дислоцированные отложения рыбаковской (верхнемиоцен(?)–нижнеплиоценовой) свиты, включающей фациально-изменчивые основные, средние и, в меньшей степени, кислые вулканические и вулканогенно-осадочные породы (рис. 2). Рыбаковская свита перекрыта плиоценовой камуйской свитой, представленной преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями кислого состава.

Нижнеплейстоценовые платобазальты фрегатской толщи занимают промежуточное положение между неогеновыми и четвертичными породами.

Вулканиды, сформировавшиеся в четвертичный период, характеризуются пестротой петрографического состава и включают в себя базальты и андезиты богатырской толщи, а также дациты и риодациты головнинской и роковской свит.

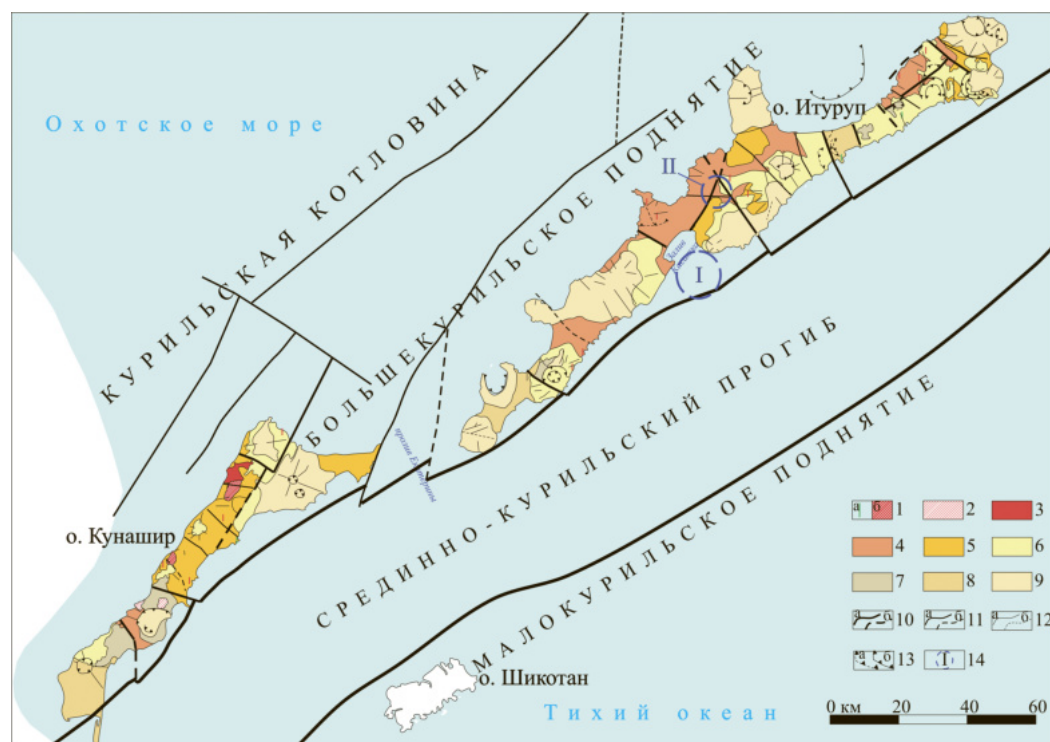


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения южной части Курильской островной дуги (по [Ковтунович и др., 2002], с изменениями и дополнениями авторов). Условные обозначения: 1 – субвулканические образования (а – внемасштабные, б – масштабируемые); 2 – экструзивно-жерловые образования четвертичного возраста; 3 – верхнемиоцен(?)–плиоценовые интрузивные образования прасоловского комплекса; 4–9 – стратифицированные вулканогенные образования: 4 – рыбаковской свиты; 5 – камуйской свиты; 6 – фрегатской толщи; 7 – головнинской свиты; 8 – роковской свиты; 9 – богатырской толщи; 10–12 – разрывные нарушения: 10 – главные; 11 – второстепенные; 12 – прочие; 13 – кольцевые структуры; 14 – перспективные участки (I – Залив Касатка; II – Куйбышевский блок).

Согласно второй точке зрения на геологическое строение Южных Курил, вулканогенными образованиями на островах Большой Курильской дуги сложена лишь верхняя часть разреза мощностью 2000–2500 м, а ниже лежат палеоген-нижнемиоценовые морские осадочные породы мощностью около 4000 м. Эти представления базируются на проведенном в 1985 г. Сахалинским ТГУ магнитотеллурическом зондировании в центральной части о. Итуруп в пределах Куйбышевского блока [Тютрин и Дуничев, 1985].

По результатам магнитотеллурического зондирования установлено, что:

- в основании разреза выделяется горизонт с очень высокими значениями электрического сопротивления пород (ρ_k), глубина залегания которого около 6000–8000 м. Такие параметры значений ρ_k на Сахалине характерны для кристаллического фундамента;
- выше залегает мощная (3000–3500 м) низкоомная ($\rho_k \sim 3\text{--}4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) толща. По аналогии с изученными разрезами Сахалина можно предположить, что данный горизонт слагают терригенные песчано-глинистые отложения;
- низкоомную толщу перекрывает горизонт повышенного электрического сопротивления ($\rho_k \sim 30\text{--}60 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью 2000–2500 м, характеризующий преимущественно вулканогенные образования.

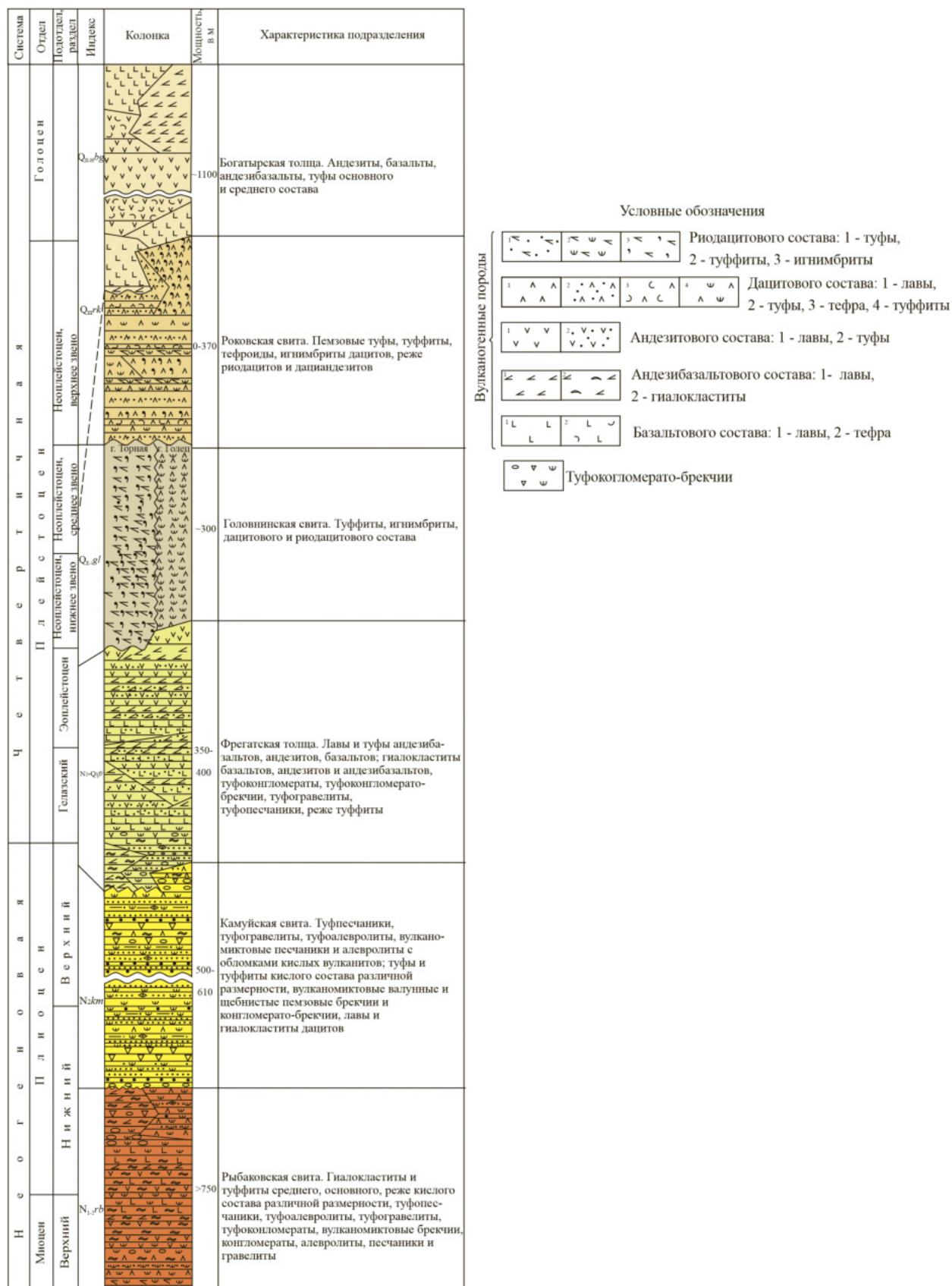


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез северной части о. Итуруп. Мощности указаны, согласно объяснительной записке к ГГК-200/2 [Ковтунович и др., 2002].

Материалы и методы

В 2019–2020 гг. на исследуемой территории авторами было пройдено более 200 км геологических маршрутов в ходе подготовки третьего поколения Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (Государственное задание ФГБУ «ВСЕГЕИ» 14.01.2021 г., 49-00016-21-00, выданное Федеральным агентством по недропользованию). Полученные в ходе проведения полевых работ первичные геологические данные и каменный материал, а также другие сведения о геологическом строении района исследования, в том числе данные дистанционного зондирования, последующее сопоставление полученных данных с фондовыми отчетами и материалами, позволили авторам уточнить возраст, петрографический состав и границы геологических подразделений Южных Курил, дополнительно изучив оптико-микроскопическим методом потенциальные породы-коллекторы углеводородов.

Отдельный блок работ включал в себя сбор и анализ фондовых и опубликованных данных по перспективам нефтегазоносности и геологическому строению неогеновой части разреза территории исследований. Фондовые материалы включали в себя отчеты как по региональному изучению территории, так и отчеты по поисковым и поисково-оценочным работам, разведке месторождений термальных источников. На Южных Курилах пробурено более 20 разведочных и гидрогеологических скважин, при работе с ретроспективными данными особое внимание уделялось отчетам, содержащим информацию о результатах бурения (описания керна, шлама, результаты ГИС, палеонтологического анализа) [Дуничев и Ризнич, 1967; Ковтунович и др., 2002; Педан и Лучечко, 1976; Шапошников, 1974; Шапошников и Удодов, 1974].

Для исследования литологической и фациальной изменчивости неогеновых отложений, выделения перспективных пород коллекторов, была построена схема сопоставления разрезов по скважинам, пробуренным в пределах островной суши Южных Курил (рис. 3). Так как в пределах изучаемой территории отсутствуют опорные и параметрические скважины, разрез которых вскрывает более двух геологических подразделений, то их сопоставление удобнее всего проводить, опираясь на положение кровли рыбаковской свиты позднемиоцен-плиоценового возраста. Это обусловлено тем, что данное геологическое подразделение имеет весьма широкое распространение в пределах островной суши (см. рис. 1) и достаточно надежно выделяется по литологическим описаниям, результатам ГИС и по находкам комплексов диатомовых водорослей зоны *Neodenticula kamtschatica* и радиолярий зон *Luchnocanium nipponicum* и *Thecosphaera japonica* [Бутухин, 1989; Ушко и Долматова, 1986]. В пределах Курильских островов максимально изучена бурением северная часть о. Итуруп (рис. 3), корреляция разрезов по скважинам в совокупности с результатами собственных полевых наблюдений позволила уточнить сводный геологический разрез данного региона (см. рис. 2). Для наиболее изученного бурением пос. Курильск и окрестностей приведен сводный разрез по скважинам (6). Кроме того, на схеме отображены опорные разрезы рыбаковской свиты (1, 8) для того, чтобы оценить литологическую изменчивость геологического подразделения по латерали. Необходимо отметить, что месторождение термальных источников Горячий пляж, расположенное в центральной части о. Кунашир, также детально изучено бурением. Однако, производить сопоставление разрезов для скважин, расположенных на удалении, представляется затруднительным, особенно учитывая малую вскрытую мощность рыбаковской свиты на месторождении Горячий пляж.

Результаты и обсуждение

Большая Курильская гряда. Результаты исследования разреза неогеновых отложений в пределах основной суши Южных Курил позволяют рассматривать их в качестве потенциальных коллекторов, при этом можно выделить ряд перспективных нефтегазоносных комплексов.

Верхнемиоцен-плиоценовый перспективный нефтегазоносный комплекс можно разделить на две части, нижняя – представлена образованиями рыбаковской свиты позднемиоцен-раннеплиоценового возраста, а верхняя часть сложена преимущественно

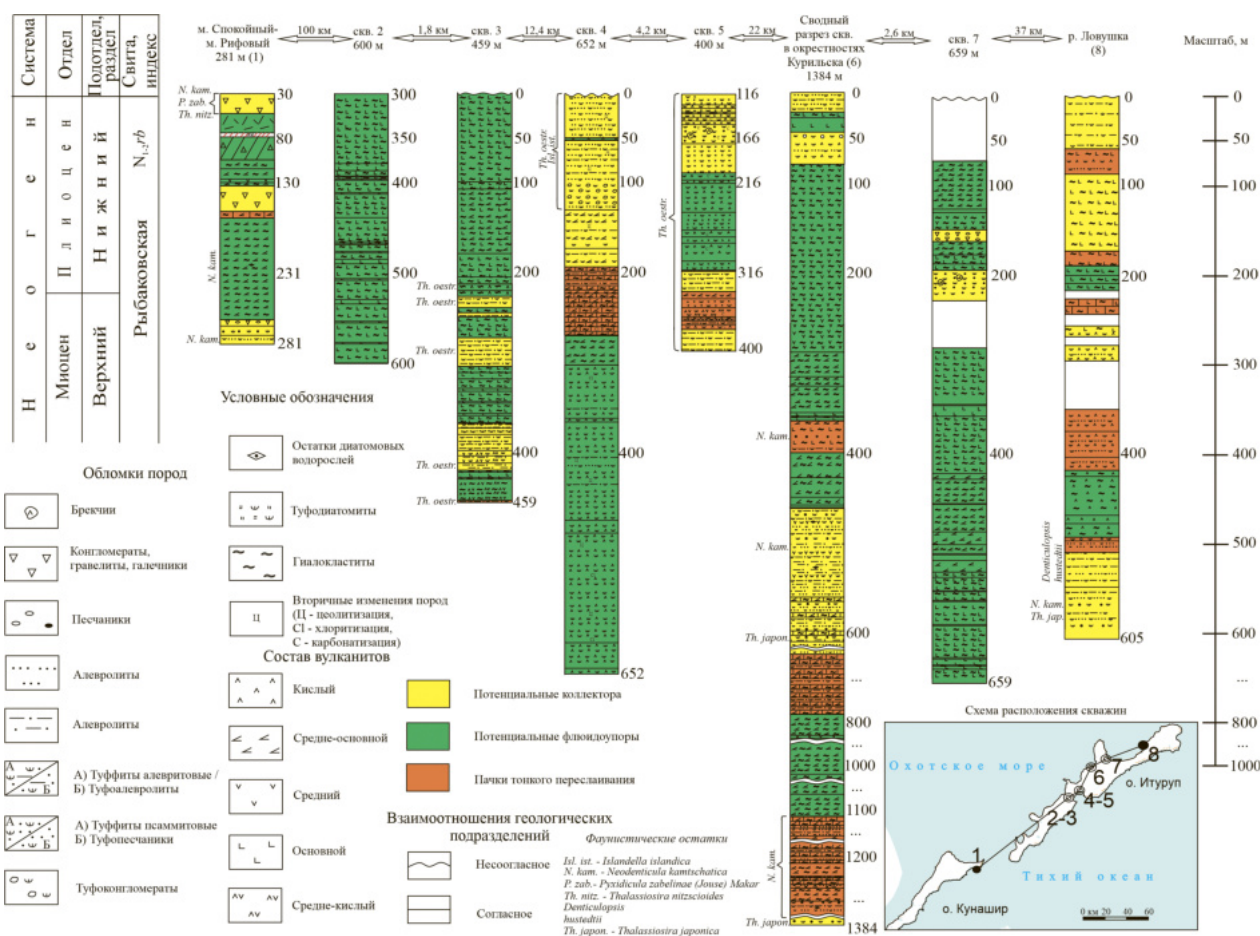


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов по скважинам и опорного разреза (1) рыбаковской свиты в пределах Южных Курил.

более кислыми породами камуйской свиты плиоценового возраста. Рыбаковская свита характеризуется сильной фациальной и литологической изменчивостью и считается наиболее древним вскрытым геологическим подразделением Большой Курильской гряды. Нижняя граница подразделения в районе исследований не вскрыта. Внутри свиты смена литологических разностей имеет линзовидный характер. Как правило, в основной массе грубообломочных пород встречаются линзы и прослои мощностью первые метры, протяженностью первые десятки метров псефит-псаммитовых разностей. Кроме того, в разрезе свиты отмечаются покровные образования рыбаковского андезитового комплекса, которые представлены линзовидно-переслаивающимися пачками вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород: туфоалевритами, туфопесчанниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфоконгломератобрекчиями. На возможную нефтегазоносность свиты указывает битуминозность пород в скважинах, пробуренных в пределах парогидротермального месторождения Горячий Пляж (о. Кунашир) [Дуничев и Таболяков, 1974].

Туфопесчанники (рис. 4) от светло-серого до желтовато-оранжевого цвета, характеризуются алевро-псаммитовой и псаммитовой структурой и слабовыраженной горизонтальной слоистостью. В шлифах отмечается, что обломки формируют от 40 до 60 % от объема породы, имеют разную степень сортировки и форму от угловатой до полуокатанной. Представлены обломки вулканическими породами различного состава от основного до кислого (0,2–0,8 мм до 30 %), реже отмечаются класты вулканогенных обломочных пород с различным количеством примеси осадочного материала. Среди кристаллокластов выделяются: плагиоклазы, преимущественно андезины (0,1–0,6 мм до 25 %); кварц (0,1–0,5 мм до 20 %); калиевый полевой шпат (0,3 мм до 10 %). В меньшем

количестве встречаются зерна амфибола, реже пироксена до 0,3 мм, магнетита, единичные пластинки биотита (рис. 5). Обломки сцементированы скрытокристаллическим агрегатом глинистого или смешанного (кварц-полевошпатового) составов, количество цемента – от контактового до базального типа.



Рис. 4. Туфопесчаники рыбаковской свиты, правый борт среднего течения р. Куйбышевка, о. Игуруп.

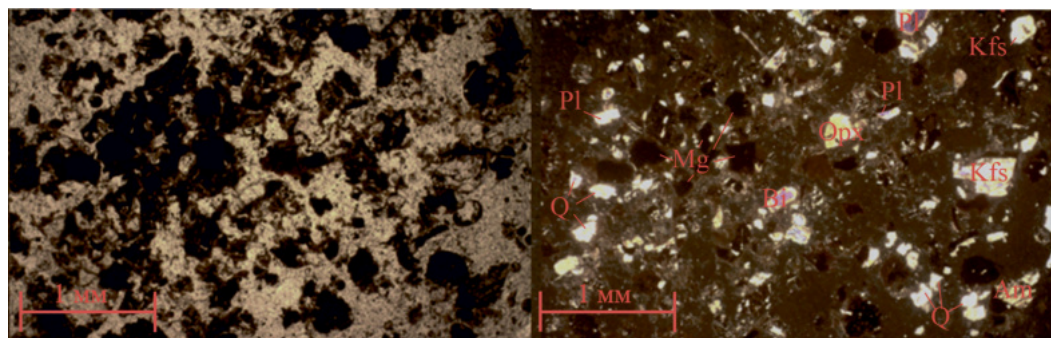


Рис. 5. Микрофотография туфопесчаников рыбаковской свиты. Слева – николи параллельны, справа – николи скрещены.

Туфоалевролиты серые, серовато-желтые, плотные, массивные с линзами и прослоями глинистого материала пелитовой и алевропелитовой структуры, по составу близки к туфопесчаникам, отличаясь от последних преобладанием среднего количества кристаллокластов над литокластами.

Потенциальными породами-коллекторами порового типа в разрезе свиты являются туфопесчаники (см. рис. 4), песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, сформированные в различных морских обстановках осадконакопления от глубоководных до мелководных. Обнаружение трещинных и трещинно-поровых типов пород-коллекторов вероятно в зонах выклинивания нормально-слоистых осадков и в зонах распространения линзовидных тел [Egorov *et al.*, 2021]. К ним могут быть отнесены кремнистые отложения (туфодиатомиты), аналогичные газонасыщенным образованиям Западной Камчатки [Калинин и др., 2022; 2023] и прилегающей к ней акватории Охотского моря [Харагинов, 2018].

В пределах нижней части верхнемиоцен-плиоценового перспективного нефтегазоносного комплекса, сложенного рыбаковской свитой, предполагается наличие ловушек пластово-сводового типа. Сильная латеральная изменчивость свиты и наличие участков выклинивания пород позволяет предположить существование литологических ловушек. Можно также допустить наличие тектонически экранированных ловушек, исходя из того, что острова разбиты крупными разломами северо-западного простирания на серии

блоков. При этом, общая структура данной части осадочного чехла также контролируется разрывными нарушениями северо-западного простирания, которые заложились в начале неогена и имеют конседиментационную природу [Talovina et al., 2022]. Кроме того, на границе миоцена и плиоцена отмечается уменьшение вулканической активности и увеличение терригенной составляющей в составе пород [Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, 2002; Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, 2008], что делает основание камуйской свиты наиболее перспективным для поиска углеводородов.

Образования рыбаковской свиты перекрыты породами камуйской свиты, которая выполнена вулканогенно-осадочными отложениями, характеризующимися повышенной битуминозностью (до 0,05 %), причем наибольшее содержание битума отмечено в туфодиазомитах [Дуничев и др., 1974]. Псаммитовые туфы кислого состава и вулканомиктовые песчаники камуйской свиты характеризуются хорошими коллекторскими свойствами. Пористость насыщения их составляет 37–46 %, проницаемость до 485 мД. Тип пластов коллекторов и ловушек аналогичен породам рыбаковской свиты, за тем исключением, что в качестве вулканогенной составляющей в разрезе камуйской свиты преобладают кислые породы, а образования данного геологического подразделения характеризуются меньшей степенью дислоцированности и литолого-фациальной изменчивости. Это позволяет спрогнозировать наличие преимущественно пластово-сводовых ловушек в рамках верхней части верхнемиоцен-плиоценового перспективного нефтегазоносного комплекса.

В роли покрышек во всех перечисленных типах резервуаров выступают глинистые и кремнистые аргиллиты, накопившиеся в ходе трансгрессивных циклов. Тонкообломочные породы данного комплекса (вулканомиктовые алевролиты) при пористости насыщения (~48 %) обладают низкой проницаемостью – до 10 мД. Вулканические и пелитовые вулканокластические образования, обладающие низким коэффициентом пористости и присутствующие в разрезах свит, могут также выполнять роль флюидоупоров.

Кроме того, предполагается возможная нефтегазоносность палеоген-нижнемиоценовых отложений, которые могут подстилать рассмотренный выше перспективный нефтегазоносный комплекс, по аналогии с Центральными Курилами, где зафиксированы морские туфогенно-осадочные образования среднемиоценового возраста (шумновская свита), особенно если принять в рассмотрение результаты глубинных геофизических исследований [Тютрин и Дуничев, 1985]. Данная толща только начинает вскрываться эрозией. Кроме того, перспективы нефтегазоносности территории значительно возрастают, если учесть тот факт, что разрез Курильских островов схож с аналогичными разрезами Северо-Восточного Хоккайдо [Takahashi et al., 2020; Waseda and Nishita, 1998] и Западной Камчатки [Bolshakova and Fedorova, 2021], на которых известны палеоген-нижнемиоценовые газо- и нефтесодержащие породы, соответственно. С этой точки зрения перспективным участком представляется наиболее приподнятый Куйбышевский блок, расположенный в центральной части о. Итуруп (см. рис. 1), в пределах которого обнаружено месторождение термальных источников Горячие ключи, газовая составляющая в которых содержит до 58 % метана, но для уточнения результатов геофизической съемки и сейсмического профилирования необходима заверка данных буровыми скважинами [Gusev, 2022; Serbin and Dmitriev, 2022].

Верхнеплиоцен-нижнечетвертичные платобазальты фрегатской толщи с точки зрения прогноза коллекторов также представляют интерес. Месторождения углеводородов в коллекторах подобного состава открыты в Японии. Например, нефтегазовое месторождение Юрихара [Inaba, 2001], где залежи открыты в миоценовых базальтах, и месторождение Аюкава [Kamitsuji et al., 2013], где залежи сосредоточены в долеритах.

Предполагается, что нефтематеринскими на территории островной суши являются те же толщи, что и в Срединно-Курильском прогибе. Данные образования формировались в ходе устойчивого прогибания задугового бассейна на фоне воздымания Малой

Курильской островной дуги в палеогеновое время. Снос осадочного материала осуществлялся со стороны Малых Курил, однако, за счет большей удаленности от центров вулканизма, генерационные свойства отложений на островах, вероятно, будут выше, нежели в районе Срединно-Курильского прогиба. В акватории Срединно-Курильского прогиба выделяется палеоцен(?)–эоценовая сейсмотолща [Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, 2002], сложенная, по данным драгирования дна смежной акватории, осадочными и вулканогенно-осадочными породами. О наличии вулканогенно-осадочных пород в фундаменте Большой Курильской гряды можно судить по литокластам, обнаруженным в туфопесчаниках рыбаковской свиты.

С конца палеогена начинает проявляться подводный вулканизм на территории Больших Курил, что оказывало дополнительное температурное воздействие на растворенное органическое вещество.

На границе палеогена и неогена в ходе задугового рифтинга происходит заложение Курильской Котловины, расположенной западнее островов Кунашир и Итуруп. После подъема Большой Курильской гряды выше уровня моря в позднем неогене в задуговом бассейне Больших Курил происходит интенсивное осадконакопление. По результатам сейсмоакустических исследований в акватории Курильской котловины выделяется верхнемиоцен–плиоценовая сейсмотолща, представленная туфоалевролитами, алевролитами и туфодиазомитами. [Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, 2002]. Последние могут рассматриваться в качестве возможных нефтематеринских толщ [Ильев и др., 2009].

Таким образом, возможность генерации углеводородов в данном районе была возможна сразу в двух бассейнах: в Срединно-Курильском прогибе и в Курильской котловине.

Срединно-Курильский прогиб. В последние годы проведены сейсмические работы по исследованию нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба [Ломтев и Патрикеев, 2014; Egorov et al., 2021], по результатам которых выделены эоцен–среднемиоценовый и среднемиоцен–плиоценовый нефтегазоносные комплексы. Нефтегазоносность первого комплекса предполагается по аналогии с газосодержащими породами группы Урахоро на о. Хоккайдо, которые представлены песчаниками и алевролитами – коллекторами порового типа (месторождение Тайхейе). Результаты драгирования дна юго-восточнее Малокурильского поднятия позволяют предположить, что значительный объем палеогеновых образований в пределах Срединно-Курильского прогиба, вероятно, составляют кремнистые отложения, в которых возможно предположить наличие также резервуаров порово-трещинного и трещинного типов. Перспективность резервуаров подобного типа объясняется и тем, что кремнистые отложения интенсивно обогащены органическим веществом и характеризуются высокой битумнизацией органического вещества на низких стадиях катагенеза. В таком случае высококачественные нефтематеринские породы одновременно являются и коллекторами.

Поровые коллекторы среднемиоцен–плиоценового комплекса, по всей видимости, имеют состав, аналогичный газоносной формации Каваками на о. Хоккайдо, сложенной песчаниками и алевролитовыми песчаниками, характеризующимися хорошими фильтрационно-емкостными свойствами (проницаемость до 100 мД) на месторождении Икеда [Ильев и др., 2009].

Отложения верхнемиоцен–плиоцен–четвертичной части разреза Срединно-Курильского прогиба являются наиболее изученными ввиду широкого ее распространения на суше южных островов Большой Курильской гряды. В целом, обстановки осадконакопления являются благоприятными для формирования пластов-коллекторов и флюидоупоров. Предполагаемые пласты-коллекторы порового типа могут быть распространены в толщах, образованных в условиях пологого склона Большекурильского поднятия вблизи островов Кунашир и Итуруп и на юге внутреннего склона Малых Курил. Состав пород следует ожидать аналогичным составу разновозрастных

отложений, изученных на Большой Курильской гряде и Северо-Восточном Хоккайдо. Покрышками в описанных типах резервуаров являются регионально распространенные плотные аргиллиты и кремнистые аргиллиты, накопившиеся во время позднемиоценового и раннеплиоценового трансгрессивных циклов, внутриформационно запечатывающие потенциальные залежи углеводородов. При этом на Кунаширском участке по результатам сейсмических работ [Egorov et al., 2021] выделяются ловушки пластово-сводового типа, на Итурупском участке, помимо вышеупомянутых, возможно формирование ловушек структурно-тектонического типа, вследствие того, что перспективные структуры на акватории осложнены разломами. Серия такого рода ловушек отмечается на сейсмическом профиле № 44–2 [Egorov et al., 2021], расположенном юго-восточнее залива Касатка (см. рис. 1). Близкое размещение указанных структур к береговой линии позволяет производить бурение с суши, что дает возможность рассматривать данный участок в качестве приоритетного для проведения дальнейших исследований. Более того, залив Касатка расположен недалеко от Куйбышевского блока, являющегося одним из наиболее перспективных объектов на островной суше, и от поселков Горячие ключи и Буревестник, что позволяет сократить затраты на дальнейшие исследования указанного участка. Следующим шагом для дальнейшего изучения представленного района видится проведение дополнительных сейсмических, либо геоэлектрорхимических исследований [Putikov et al., 2020] с целью получения актуальных данных о геологическом строении выделенных структур и их оконтуривания.

Заключение

Накопленный объем геолого-геофизической информации подтверждает перспективность неогеновых отложений южной части Курильской островной дуги для поиска нефтегазовых месторождений и обуславливает необходимость проведения дальнейшего комплекса геологоразведочных работ. Полученные данные по геологическому строению островной суши Южных Курил, в том числе наличие прямых и косвенных признаков углеводородов, позволяют предполагать существование нефтегазовых проявлений не только в акватории Срединно-Курильского прогиба, но и на территории островной суши. По мнению авторов, в роли потенциальных коллекторов могут выступать отложения рыбаковской и камуйской свит, формирующие верхнемиоцен-плиоценовый перспективный нефтегазоносный комплекс. Наличие залежей нефти и газа возможно также и в отложениях фундамента островов, не вскрытых скважинами и эрозией, особенно если учитывать результаты исследований глубинного строения территории магнитотеллурическим зондированием и геологическое строение смежных районов. Предполагается заложение глубокой параметрической скважины в пределах наиболее приподнятого Куйбышевского блока (в центральной части о. Итуруп) с целью вскрытия пород фундамента Большекурильского поднятия и проведения дальнейших исследований.

Возможна нефтегазоносность и более молодых плиоцен-четвертичных вулканитов, по аналогии с месторождениями центральной Японии и Хоккайдо. Однако имеющаяся на данный момент геолого-геофизическая информация не позволяет достоверно спрогнозировать возможность обнаружения здесь значительных скоплений углеводородов. Это объясняется сильной литолого-фациальной изменчивостью геологического разреза, при которой породы, являющиеся коллекторами, не выдержаны по латерали. Кроме того, условия сохранения потенциальных залежей неблагоприятны, так как со второй половины плиоцена островные блоки испытывают воздымание. Интенсивно проявленные в пределах Большой Курильской гряды процессы магматической активности, сопровождаемые глубокой гидротермальной переработкой пород, также могут приводить к уничтожению залежей углеводородов.

Вопрос нефтегазоносности региона является сложным и неоднозначным, тем не менее, основные перспективы обнаружения залежей углеводородного сырья связаны с Срединно-Курильским междуговым прогибом, в котором возможно открытие крупных проявлений. Существенным доводом в положительной оценке нефтегазо-

носности данной структуры является установленная газоносность впадины Конзен острова Хоккайдо, являющейся продолжением Срединно-Курильского прогиба. Для оконтуривания залежей и оценки ресурсов предлагается проведение дополнительных сейсмических исследований.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А. Ю. Комарову за вклад в работу над статьей.

Список литературы

- Авдейко Г. П., Арешев Е. Г., Богданов Н. А. и др. Тектоническая карта Охотоморского региона. — 2000. — URL: http://neotec.ginras.ru/neomaps/M025_Far-East_2000_Tectonics.jpg.
- Богатиков О. А., Петров О. В., Шарпенко Л. Н. Петрографический кодекс России : Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе. — СПб. : ВСЕГЕИ, 2008. — 203 с.
- Витухин Д. И. Комплекс радиоларий неогеновых отложений Курильских островов (Кунашир, Итуруп) // Кайнозой Дальнего Востока. — Владивосток : ДВО АН СССР, 1989. — С. 206—208.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 : Издание второе. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Курильск), L-55-XXIII, XXIX (Рейдово), L-55-XXXIII (влк. Тятя), K-55-II, 55-XXXII (Южно-Курильск) / под ред. В. К. Ротмана. — СПб. : Издательство Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002. — 298 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 : Издание второе. Серия Курильская. Листы L-55-XVIII, XXIV (о. Уруп); L-56-XIII, XIX (м. Кастрикум) / под ред. В. К. Ротмана. — СПб. : Издательство Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2008. — 145 с.
- Дуничев В. М., Ризнич И. И. Геологический отчет о результатах буровых и опробовательских работ на месторождении парогидротерм Горячий пляж в 1965–1967 гг. — Южно-Сахалинск : Сахалинское ТГУ, Южно-Сахалинская геологоразведочная экспедиция, 1967. — 396 с.
- Дуничев В. М., Севостьянов К. М. К вопросу о перспективах нефтегазоносности Курильской островной дуги // Геология нефти и газа. — 1968. — № 6. — С. 39—43.
- Дуничев В. М., Таболяков А. Я. Новое о находках битумов на о. Кунашир (Курильские острова) // Известия Сахалинского отдела Географического общества СССР. — 1974. — Т. 2. — С. 160—163.
- Дуничев В. М., Таболяков А. Я., Тютрин И. И. О перспективах нефтегазоносности Курильских островов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. — 1974. — С. 61—64.
- Ильев А. Я., Кононов В. Э., Веселов О. В. и др. Геолого-геофизическая характеристика и перспективы нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба: коллективная монография. — Владивосток : Дальнаука, 2009. — 140 с.
- Калинин Д. Ф., Егоров А. С., Большакова Н. В. Потенциальная нефтегазоносность Западно-Камчатского побережья и ее связь со структурно-тектоническим строением Охотоморского региона по геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Серия: «Науки о Земле». — 2022. — Т. 1, № 53. — С. 59—75. — DOI: [10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75).
- Калинин Д. Ф., Егоров А. С., Большакова Н. В. и др. Информационно-статистический прогноз нефтегазоносности в краевой части Корякско-Камчатской складчатой области // Вестник КРАУНЦ. Серия: «Науки о Земле». — 2023. — С. 63—88. — DOI: [10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88).
- Ковтунович П. Ю., Сафронов А. Д., Удодов В. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые островов Итуруп, Кунашир и прилегающего к ним дна акватории. Отчет Камуйской ГСП о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 и подготовки к изданию листов (L-55-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXII, XXXIII, XXXIV; K-55-II) Госгеолкарты – 200 Курильской серии с проведением ГГС-50 на площади листов L-54-104-Г, 116-Б, проведенных в 1987–2000 гг. на Камуйской площади в 4-х книгах. — Южно-Сахалинск : Сахалинское ТГУ, Южно-Сахалинская геологоразведочная экспедиция, 2002. — 921 с.
- Кровушкина О. А., Жукова О. С., Чуйко Л. С. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба // Геология нефти и газа. — 2005. — № 1. — С. 10—19.
- Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. К строению северной части Срединно-Курильского прогиба (по данным НСП) // Геология и полезные ископаемые мирового океана. — 2014. — № 2. — С. 21—34.
- Педан Л. А., Лучечко Л. А. Отчет о результатах поисковой разведки проявления термальных вод «Горячие Ключи» (о. Итуруп), 1973–1976 гг. — пос. Буревестник : Сахалинское ТГУ, Курильская геологоразведочная партия, 1976. — 231 с.

- Тютрин И. И., Дуничев В. М. Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. — Москва : Недра, 1985. — 174 с.
- Ушко К. А., Долматова Л. М. Стратиграфия и диатомовые водоросли отложений неогена Большой Курильской гряды и их корреляция с глубоководными осадками северо-запада Тихого океана // ДАН СССР. — 1986. — Т. 291, № 2. — С. 437–440.
- Хаин В. Е., Полякова И. Д. Нефтегазоносность глубоководных и ультраглубоководных зон континентальных окраин // Литология и полезные ископаемые. — 2004. — № 6. — С. 610–621.
- Харахинов В. В. Геодинамические условия нефтегазоносности Охотоморского региона // Геология нефти и газа. — 2018. — № 2. — С. 25–39. — DOI: [10.31087/0016-7894-2018-2-25-39](https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-2-25-39).
- Шапошников А. В. Отчёт о результатах бурения структурных скважин по профилю 2на северной периклинали Куйбышевской антиклинали (о. Итуруп) в 1973–1974 гг. — пос. Буревестник : Сахалинское ТГУ, Курильская геологоразведочная партия, 1974. — 112 с.
- Шапошников А. В., Удодов В. В. Отчёт о результатах бурения структурно-поисковой скважины № 1 на площади Куйбышевской антиклинали в центральной части о. Итуруп (Курильские о-ва). — пос. Буревестник : Сахалинское ТГУ, Курильская геологоразведочная партия, 1974. — 57 с.
- Aleksandrova T. N., Chanturiya A. V., Kuznetsov V. V. Mineralogical and technological features and patterns of selective disintegration of ferruginous quartzites of the Mikhailovskoye deposit // Journal of Mining Institute. — 2022. — Т. 256. — С. 517–526. — DOI: [10.31897/PMI.2022.58](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.58).
- Bolshakova N. V., Fedorova K. S. The Possibilities of Using a Qualitative Interpretation of The Potential for Creating a Zonal-Block Model of The Northern Flank of The Okhotsk Sea Region // Engineering and Mining Geophysics 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — DOI: [10.3997/2214-4609.202152157](https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152157).
- Egorov A. S., Prischepa O. M., Nefedov Y. V., *et al.* Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic // Journal of Marine Science and Engineering. — 2021. — Vol. 9, no. 3. — P. 258. — DOI: [10.3390/jmse9030258](https://doi.org/10.3390/jmse9030258).
- Gusev E. Results and prospects of geological mapping of the Arctic shelf of Russia // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 255. — P. 290–298. — DOI: [10.31897/PMI.2022.50](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.50).
- Hanagata S., Hiramatsu C. Miocene-Pliocene Foraminifera from the subsurface sections in the Yufutsu Oil and Gas Field, Hokkaido // Paleontological Research. — 2005. — Vol. 9, no. 4. — P. 273–298. — DOI: [10.2517/prpsj.9.273](https://doi.org/10.2517/prpsj.9.273).
- Inaba M. Basalt reservoir in the Yurihara Oil and Gas Field, northeast Japan // Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology. — 2001. — Vol. 66, no. 1. — P. 56–67. — DOI: [10.3720/japt.66.56](https://doi.org/10.3720/japt.66.56).
- Kamitsuji R., Okajima T., Yokoi S. Acid Stimulation of Onnagawa Tight Oil Formation in Ayukawa Field, Japan // All Days. — SPE Unconventional Resources Conference, Exhibition-Asia Pacific, 2013. — DOI: [10.2118/167101-ms](https://doi.org/10.2118/167101-ms).
- Litvinenko V. S., Sergeev I. B. Innovations as a Factor in the Development of the Natural Resources Sector // Studies on Russian Economic Development. — 2019. — Т. 30, № 6. — С. 637–645. — DOI: [10.1134/S107570071906011X](https://doi.org/10.1134/S107570071906011X).
- Mingaleva T., Gorelik G., Egorov A., *et al.* Correction of Depth-Velocity Models by Gravity Prospecting for Hard-to-Reach Areas of the Shelf Zone // Mining informational and analytical bulletin. — 2022. — No. 10/1. — P. 77–86. — DOI: [10.25018/0236_1493_2022_101_0_77](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_101_0_77).
- Prischepa O., Nefedov Y., Nikiforova V. Arctic Shelf Oil and Gas Prospects from Lower-Middle Paleozoic Sediments of the Timan-Pechora Oil and Gas Province Based on the Results of a Regional Study // Resources. — 2021. — Vol. 11, no. 1. — P. 3. — DOI: [10.3390/resources11010003](https://doi.org/10.3390/resources11010003).
- Putikov O., Kholmyanski M., Ivanov G., *et al.* Application of geoelectrochemical method for exploration of petroleum fields on the Arctic shelf // Geochemistry. — 2020. — Vol. 80, no. 3. — P. 125498. — DOI: [10.1016/j.geoch.2019.02.001](https://doi.org/10.1016/j.geoch.2019.02.001).
- Schellart W. P., Jessell M. W., Lister G. S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. — 2003. — Vol. 22, no. 5. — DOI: [10.1029/2002TC001473](https://doi.org/10.1029/2002TC001473).
- Serbin D., Dmitriev A. Experimental research on the thermal method of drilling by melting the well in ice mass with simultaneous controlled expansion of its diameter // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 257. — P. 833–842. — DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82).
- Shishkin E. V., Bolshunov A. V., Timofeev I. P., *et al.* Model of a walking sampler for research of the bottom surface in the subglacial lake Vostok // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 257. — P. 853–864. — DOI: [10.31897/PMI.2022.53](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.53).
- Takahashi K. U., Nakajima T., Suzuki Y., *et al.* Hydrocarbon generation potential and thermal maturity of coal and coaly mudstones from the Eocene Urahoro Group in the Kushiro Coalfield, eastern Hokkaido, Japan // International Journal of Coal Geology. — 2020. — Vol. 217. — P. 103322. — DOI: [10.1016/j.coal.2019.103322](https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103322).

- Talovina I., Krikun N., Yurchenko Y., *et al.* Remote sensing techniques in the study of structural and geotectonic features of Iturup Island (the Kuril Islands) // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 254. — P. 158–172. — DOI: [10.31897/PMI.2022.45](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.45).
- Waseda A., Nishita H. Geochemical characteristics of terrigenous- and marine-sourced oils in Hokkaido, Japan // Organic Geochemistry. — 1998. — Vol. 28, no. 1/2. — P. 27–41. — DOI: [10.1016/S0146-6380\(97\)00102-2](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00102-2).

GEOLOGICAL STRUCTURE AND PERSPECTIVES OF OIL AND GAS BEARING IN NEOGENE SEDIMENTS OF THE SOUTHERN PART OF THE KURIL ISLAND ARC SYSTEM

N. S. Krikun ^{**1,2} , I. A. Babenko ¹ , I. V. Talovina ¹ , and A. M. Duriagina ³

¹Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russia

²A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

³Technical University Freiberg Mining Academy, Freiberg, Germany

****Correspondence to:** Nikita Krikun, nskirkun@gmail.com

The article reviews the current state of knowledge about the geological structure and oil and gas bearing of the Southern Kurils, supplemented by the results of the authors' own observations. Expansion of the mineral resource base of remote regions plays an important role for its economic development. The oil and gas content of the Southern Kurils is a subject of debate. Based on the analysis of the data accumulated and obtained by the authors, the geological structure of the southern islands of the Greater Kuril Ridge has been clarified. The Upper Miocene-Pliocene complex has been identified in potentially oil and gas bearing Neogene sediments on the basis of direct and indirect signs, in which lithological and structural traps may be formed. As a result of comparative analysis of prospective deposits of onshore, offshore areas of the Mid-Kurilsk Trough and adjacent objects of the North-West Pacific, rocks of the basement of the island arc are assumed to be oil and gas bearing. The most perspective areas from the point of view of oil and gas potential onshore and offshore have been identified, which are the Kuibyshev Block, Iturup Island, and Kasatka Bay, respectively.

Keywords: Kuril Island Arc, Iturup, Kunashir, lithological type objects, oil and gas content of Cenozoic sediments, Mid-Kurilsk Trough

Citation: Krikun, N. S., I. A. Babenko, I. V. Talovina, and A. M. Duriagina (2024), Geological Structure and Perspectives of Oil and Gas Bearing in Neogene Sediments of the Southern Part of the Kuril Island Arc System, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2001, <https://doi.org/10.2205/2024ES000905> EDN: MRFSKL

Received: 4 October 2023

Accepted: 5 March 2024

Published: 18 March 2024



© 2024. The Authors.

References

- Aleksandrova T. N., Chanturiya A. V., Kuznetsov V. V. Mineralogical and technological features and patterns of selective disintegration of ferruginous quartzites of the Mikhailovskoye deposit // *Journal of Mining Institute*. — 2022. — Vol. 256. — P. 517–526. — DOI: [10.31897/PMI.2022.58](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.58).
- Avdeyko G. P., Areshv E. G., Bogdanov N. A., *et al.* Tectonic map of the Sea of Okhotsk region. — 2000. — URL: http://neotec.ginras.ru/neomaps/M025_Far-East_2000_Tectonics.jpg.
- Bogatikov O. A., Petrov O. V., Sharpenok L. N. Petrographic Code of Russia : Igneous, metamorphic, metasomatic, impact formations. Second edition. — SPb. : VSEGEI, 2008. — 203 p.
- Bolshakova N. V., Fedorova K. S. The Possibilities of Using a Qualitative Interpretation of The Potential for Creating a Zonal-Block Model of The Northern Flank of The Okhotsk Sea Region // *Engineering and Mining Geophysics* 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — DOI: [10.3997/2214-4609.202152157](https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152157).

- Dunichev V. M., Riznich I. I. Geological report on the results of drilling and testing work at the Hot Beach steam hydrothermal field in 1965-1967. — Yuzhno-Sakhalinsk : Sakhalin TSU, Yuzhno-Sakhalinsk Geological Exploration Expedition, 1967. — 396 p.
- Dunichev V. M., Sevostyanov K. M. On the issue of oil and gas prospects for the Kuril Island Arc // Russian oil & gas geology. — 1968. — No. 6. — P. 39–43.
- Dunichev V. M., Taboyakov A. Y. New information about bitumen finds on the island Kunashir (Kuril Islands) // News of the Sakhalin Department of the Geographical Society of the USSR. — 1974. — Vol. 2. — P. 160–163.
- Dunichev V. M., Taboyakov A. Y., Tyutrin I. I. On the oil and gas prospects of the Kuril Islands // Geology and mineral resources of Sakhalin and the Kuril Islands. — 1974. — P. 61–64.
- Egorov A. S., Prischepa O. M., Nefedov Y. V., *et al.* Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic // Journal of Marine Science and Engineering. — 2021. — Vol. 9, no. 3. — P. 258. — DOI: [10.3390/jmse9030258](https://doi.org/10.3390/jmse9030258).
- Gusev E. Results and prospects of geological mapping of the Arctic shelf of Russia // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 255. — P. 290–298. — DOI: [10.31897/PMI.2022.50](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.50).
- Hanagata S., Hiramatsu C. Miocene-Pliocene Foraminifera from the subsurface sections in the Yufutsu Oil and Gas Field, Hokkaido // Paleontological Research. — 2005. — Vol. 9, no. 4. — P. 273–298. — DOI: [10.2517/prpsj.9.273](https://doi.org/10.2517/prpsj.9.273).
- Il'yov A. Y., Kononov V. T., Veselov O. V., *et al.* Geologic-geophysical characteristic and perspectives of oil-gas-bearing of the Middle-Kurile depression. — Vladivostok : Dal'nauka, 2009. — 122 p.
- Inaba M. Basalt reservoir in the Yurihara Oil and Gas Field, northeast Japan // Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology. — 2001. — Vol. 66, no. 1. — P. 56–67. — DOI: [10.3720/japt.66.56](https://doi.org/10.3720/japt.66.56).
- Kalinin D. F., Egorov A. S., Bolshakova N. V. Oil and Gas Potential of the West Kamchatka Coast and its Relation to the Structural and Tectonic Structure of the Sea of Okhotsk Region Based on Geophysical Data // Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center». Earth Sciences. — 2022. — Vol. 1, no. 53. — P. 59–75. — DOI: [10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75).
- Kalinin D. F., Egorov A. S., Bolshakova N. V., *et al.* Information and Statistical Forecast of Oil and Gas Potential in the Marginal Part of the Koryak-Kamchatka Folded Region // Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center». Earth Sciences. — 2023. — P. 63–88. — DOI: [10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88).
- Kamitsuji R., Okajima T., Yokoi S. Acid Stimulation of Onnagawa Tight Oil Formation in Ayukawa Field, Japan // All Days. — SPE Unconventional Resources Conference, Exhibition-Asia Pacific, 2013. — DOI: [10.2118/167101-ms](https://doi.org/10.2118/167101-ms).
- Khain V. E., Polyakova I. D. Oil and Gas Potential of Deep- and Ultradeep-Water Zones of Continental Margins // Lithology and Mineral Resources. — 2004. — Vol. 39, no. 6. — P. 530–540. — DOI: [10.1023/B:LIMI.0000046956.08736.e4](https://doi.org/10.1023/B:LIMI.0000046956.08736.e4).
- Kharakhinov V. V. Geodynamic framework of oil and gas occurrence in the Sea of Okhotsk region // Russian oil & gas geology. — 2018. — No. 2. — P. 25–39. — DOI: [10.31087/0016-7894-2018-2-25-39](https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-2-25-39).
- Kovtunovich P. Y., Safronov A. D., Udodov V. V., *et al.* Geological structure and minerals of the islands Iturup, Kunashir and the adjacent seabed. Report of the Kamuy GSP on the results of additional geological research on a scale of 1:200 000 and preparation for the publication of sheets (L-55-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXII, XXXIII, XXXIV; K-55-II) State Geological Maps – 200 Kuril series with carrying out GGS-50 on the area of sheets L-54-104-G, 116-B, carried out in 1987-2000. on Kamuyskaya Square in 4 books. — Yuzhno-Sakhalinsk : Sakhalin TSU, Yuzhno-Sakhalinsk Geological Exploration Expedition, 2002. — 921 p.
- Krovushkina O. A., Shukova O. S., Chuiko L. S. New Data about Geological Structure and Oil and Gas Potential Prospects of Mid-Kuril Trough // Russian oil & gas geology. — 2005. — No. 1. — P. 10–19.
- Litvinenko V. S., Sergeev I. B. Innovations as a Factor in the Development of the Natural Resources Sector // Studies on Russian Economic Development. — 2019. — Vol. 30, no. 6. — P. 637–645. — DOI: [10.1134/S107570071906011X](https://doi.org/10.1134/S107570071906011X).
- Lomtev V. L., Patrikeev V. N. To the structure of the northern part of the Mid-Kuril trough (according to NSP data) // Geology and minerals of the world's oceans. — 2014. — No. 2. — P. 21–34.
- Mingaleva T., Gorelik G., Egorov A., *et al.* Correction of Depth-Velocity Models by Gravity Prospecting for Hard-to-Reach Areas of the Shelf Zone // Mining informational and analytical bulletin. — 2022. — No. 10/1. — P. 77–86. — DOI: [10.25018/0236_1493_2022_101_0_77](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_101_0_77).
- Pedan L. A., Luchechko L. A. Report on the results of exploratory exploration of the occurrence of thermal waters «Hot Keys» (Iturup Island), 1973–1976. — pos. Petrel : Sakhalin TSU, Kuril geological exploration party, 1976. — 231 p.
- Prischepa O., Nefedov Y., Nikiforova V. Arctic Shelf Oil and Gas Prospects from Lower-Middle Paleozoic Sediments of the Timan-Pechora Oil and Gas Province Based on the Results of a Regional Study // Resources. — 2021. — Vol. 11, no. 1. — P. 3. — DOI: [10.3390/resources11010003](https://doi.org/10.3390/resources11010003).

- Putikov O., Kholmyanski M., Ivanov G., *et al.* Application of geoelectrochemical method for exploration of petroleum fields on the Arctic shelf // *Geochemistry*. — 2020. — Vol. 80, no. 3. — P. 125498. — DOI: [10.1016/j.geoch.2019.02.001](https://doi.org/10.1016/j.geoch.2019.02.001).
- Schellart W. P., Jessell M. W., Lister G. S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // *Tectonics*. — 2003. — Vol. 22, no. 5. — DOI: [10.1029/2002TC001473](https://doi.org/10.1029/2002TC001473).
- Serbin D., Dmitriev A. Experimental research on the thermal method of drilling by melting the well in ice mass with simultaneous controlled expansion of its diameter // *Journal of Mining Institute*. — 2022. — Vol. 257. — P. 833–842. — DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82).
- Shaposhnikov A. Report on the results of drilling structural wells along profile 2 on the northern pericline of the Kuibyshev anticline (Iturup Island) in 1973–1974. — pos. Petrel : Sakhalin TSU, Kuril geological exploration party, 1974. — 112 p.
- Shaposhnikov A., Udodov V. Report on the results of drilling structural exploratory well No. 1 in the area of the Kuibyshev anticline in the central part of the island. Iturup (Kuril Islands). — pos. Petrel : Sakhalin TSU, Kuril geological exploration party, 1974. — 57 p.
- Shishkin E. V., Bolshunov A. V., Timofeev I. P., *et al.* Model of a walking sampler for research of the bottom surface in the subglacial lake Vostok // *Journal of Mining Institute*. — 2022. — Vol. 257. — P. 853–864. — DOI: [10.31897/PMI.2022.53](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.53).
- State geological map of the Russian Federation, scale 1:200,000 Second edition. Kuril series. Sheets L-55-XVIII, XXIV (Urup Island); L-56-XIII, XIX (m. Castricum) / ed. by V. K. Rothman. — SPb : Publishing house of the St. Petersburg cartographic factory VSEGEI, 2008. — 145 p.
- State geological map of the Russian Federation, scale 1:200,000 Second edition. Kuril series. Sheets L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Kurilsk), L-55-XXIII, XXIX (Reidovo), L-55-XXXIII (Tyatya volcano), K-55-II, 55-XXXII (Yuzhno-Kurilsk) / ed. by V. K. Rothman. — SPb : Publishing house of the St. Petersburg cartographic factory VSEGEI, 2002. — 298 p.
- Takahashi K. U., Nakajima T., Suzuki Y., *et al.* Hydrocarbon generation potential and thermal maturity of coal and coaly mudstones from the Eocene Urahoro Group in the Kushiro Coalfield, eastern Hokkaido, Japan // *International Journal of Coal Geology*. — 2020. — Vol. 217. — P. 103322. — DOI: [10.1016/j.coal.2019.103322](https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103322).
- Talovina I., Krikun N., Yurchenko Y., *et al.* Remote sensing techniques in the study of structural and geotectonic features of Iturup Island (the Kuril Islands) // *Journal of Mining Institute*. — 2022. — Vol. 254. — P. 158–172. — DOI: [10.31897/PMI.2022.45](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.45).
- Tyutrin I. I., Dunichev V. M. Tectonics and oil and gas potential of the northwestern part of the Pacific belt. — Moscow : Nedra, 1985. — 174 p.
- Ushko K. A., Dolmatova L. M. Stratigraphy and diatoms of the Neogene sediments of the Great Kuril Ridge and their correlation with deep-sea sediments of the Pacific Northwest // *DAN USSR*. — 1986. — Vol. 291, no. 2. — P. 437–440.
- Vitukhin D. I. Radiolarian complex of Neogene deposits of the Kuril Islands (Kunashir, Iturup) // *Cenozoic Far East*. — Vladivostok : Far Eastern Branch of the USSR Academy of Sciences, 1989.
- Waseda A., Nishita H. Geochemical characteristics of terrigenous- and marine-sourced oils in Hokkaido, Japan // *Organic Geochemistry*. — 1998. — Vol. 28, no. 1/2. — P. 27–41. — DOI: [10.1016/S0146-6380\(97\)00102-2](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00102-2).

EFFECTS OF SOURCE DIRECTIVITY AND NONLINEAR SOIL BEHAVIOR DURING THE JANUARY, 1 2024 NOTO EARTHQUAKE ($M_w = 7.5$)

O. V. Pavlenko^{*,1} 

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

* **Correspondence to:** Olga V. Pavlenko, olga@ifz.ru.

Abstract: The earthquake of January 1, 2024 with the epicenter at Noto Peninsula of Ishikawa Prefecture, Japan, and the moment magnitude $M_w = 7.5$ obviously represents an intermediate case between weaker earthquakes with relatively small sources, like the 1995 Kobe and 2000 Tottori earthquakes ($M_w \sim 6.7$ – 6.8), showing nonlinear soil response and soil softening (reduction of shear moduli) and stronger earthquakes, like the 2003 Tokachi-Oki and Tohoku earthquakes ($M_w \sim 8.3$ – 9.0) with extended sources and source directivity effects, accompanied by soil hardening and generation of high peak ground accelerations (PGA) $> 1g$. In this research, based on KiK-net vertical array records (11 sites), models of soil behavior in the near-fault zones of the 2024 Noto earthquake are constructed, i.e. vertical distributions of stresses and strains in soil layers changing with time during strong motion, which showed nonlinear soil response and reduction of shear moduli in the near-fault zones. At the same time, the waveforms of acceleration time histories indicate the effects of source directivity, when seismic waves, radiated by the crack tip propagated along a rather long section of the fault plane, arrived to remote sites almost simultaneously, overlap, harden subsurface soils and generate high accelerations on the surface, PGA ~ 2828 Gal at remote ISK006 station.

Keywords: 2024 Noto earthquake, directivity effects, abnormally high PGA, nonlinear soil behavior.

Citation: Pavlenko, O. V. (2024), Effects of Source Directivity and Nonlinear Soil Behavior During the January, 1 2024 Noto Earthquake ($M_w = 7.5$), *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2002, EDN: WAAWML, <https://doi.org/10.2205/2024es000909>

Introduction

Dense networks of seismic observations operating in Japan since 1996, K-NET (~ 1000 surface instruments) and KiK-net (~ 800 vertical arrays), provide us with valuable records of strong-motion that allow studying effects of strong earthquakes in the near-fault zones.

The observations indicate that during large earthquakes with extended sources (with moment magnitudes $M_w \sim 8.0$ and higher), the distributions of peak ground accelerations (PGA) in the near-fault zones usually possess a complicated, mosaic character [NIED, 2024]. During the 2003 Tokachi-oki and 2011 Tohoku earthquakes, maximum PGA exceeding $\sim 1g$ were recorded at rather large epicentral distances, which is obviously due to the effects of directivity of seismic radiation from extended earthquake sources [Pavlenko, 2017, 2022].

Archuleta and Hartzell were among the first seismologists to draw attention to the effects of directivity [Archuleta and Hartzell, 1981]. Analyzing records of the 1979 Imperial Valley earthquake, where abnormally high accelerations of $\sim 1195 \text{ cm/s}^2$ were recorded, by means of numerical simulation of high-frequency ground motion, they revealed a strong influence of directivity effects on the acceleration in the near-fault zones [Archuleta and Hartzell, 1981].

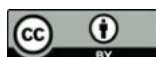
As noted by Somerville et al. [1997], directivity effects occur when the propagation of a rupture toward a site at a velocity that is almost as large as the shear wave velocity causes most of the seismic energy from the rupture to arrive in a single large pulse of motion, representing the cumulative effect of almost all seismic radiation from the fault. This should be taken into account when predicting the ground motion in the near-fault zones

RESEARCH ARTICLE

Received: 15 February 2024

Accepted: 11 April 2024

Published: 22 April 2024



Copyright: © 2024. The Author.

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/>).

[[Somerville et al., 1997](#)]. Attempts are being made to introduce accounting for directivity effects to seismic hazard assessment [[Abrahamson, 2000](#); [Rowshandel, 2006](#); [Shahi and Baker, 2011](#), etc.].

With the development of strong motion networks and accumulation records of strong earthquakes, the number of observations of directivity effects is increasing. Such effects were observed in Japan, and during the last earthquakes in Turkey on February 6, 2023 ($M_w \sim 7.5$ – 7.7) the directivity effects were also observed and caused large-scale building destructions [[Pavlenko and Pavlenko, 2023](#); [Rosakis et al., 2023](#)]. Evidently, the earthquakes with a moment magnitude $M_w \sim 7.5$ possess sufficiently large sources for directivity effects to occur.

Such effects were clearly seen on the recordings of stations of Japanese strong-motion networks during large 2003 Tokachi-oki earthquake and 2011 Tohoku earthquake. Abnormally high accelerations ($> 1g$) recorded during these earthquakes at stations that were far enough from the epicenter can be explained by the fact that the crack in the earthquake source propagated at a high speed (~ 4 – 4.3 km/s) along large parts of the fault plane (~ 100 – 120 km) towards these stations, and seismic waves radiated by the crack tip, came to the stations almost simultaneously. Shock wave fronts were formed that gave some additional compression to soil layers beneath the stations, so that amplification of seismic waves in the layers increased, and high PGA on the surface were generated [[Pavlenko, 2017, 2022](#)].

During these large earthquakes, nonlinear soil behavior was not as widespread as during the weaker 1995 Kobe and 2000 Tottori earthquakes ($M_w \sim 6.7$ – 6.8), when significant nonlinearity of the soil response was observed in the near-fault zones [[Pavlenko and Irikura, 2003, 2006](#)].

On January 1, 2024, a strong earthquake with a moment magnitude $M_w \sim 7.5$ struck the northern part of the Noto Peninsula in Ishikawa Prefecture, Japan; it was accompanied by landslides and tsunami of more than 6 meters in height. [Figure 1](#) shows the locations of the epicenter, KiK-net and K-NET stations in the near-fault zones and the estimated boundaries of the fault plane according to USGS. High PGAs $> 1g$ were recorded throughout the peninsula, with the maximum of $> 2.8g$ at ISK006 station in its western corner.

As seen from the figure, the Noto earthquake had an extended source, with the length of ~ 120 km, and high PGA at ISK006 site may indicate the effects of source directivity.

Records of KiK-net stations located in near-fault zones allow us to study soil behavior in strong ground motion in order to understand the mechanisms of generation of such high PGA values.

In this research, models of soil behavior during the Noto earthquake are constructed at five KiK-net sites closest to the source plane, such as, ISKH01, ISKH02, ISKH03, ISKH04 and ISKH06 sites. Also, the waveforms of acceleration time histories at sites located in the near-fault zones are analyzed to study possible effects of source directivity and their relation to abnormally high accelerations recorded at ISK006 site.

Method and data

Tables 1 and 2 present information on the KiK-net and K-NET stations closest to the source of the 2024 Noto earthquake: their coordinates, epicentral distances, ground conditions, i.e., average S -wave velocities in the upper 10 m and 30 m of soil, and PGA values recorded on the surface. Parameters of the soil profiles are shown in [Figure 2](#).

As seen from the tables, many stations are located on soft soils, including ISH006 station, recorded the highest PGA ~ 2828 Gal: at this site, the upper 8 meters are composed of volcanic ash clay with $V_s \sim 260$ m/s, and below are denser layers with $V_s \sim 390$ m/s.

A seismic vertical array KiK-net consists of two three-component accelerometers, one of which is installed on the surface and another in a borehole at a depth of ~ 100 – 120 m (sometimes more). Strong motion records provided by KiK-net seismic vertical arrays allow us to reconstruct soil behavior in strong ground motion in small time intervals and estimate time-dependent vertical distributions of stresses and strains in the layers from the surface

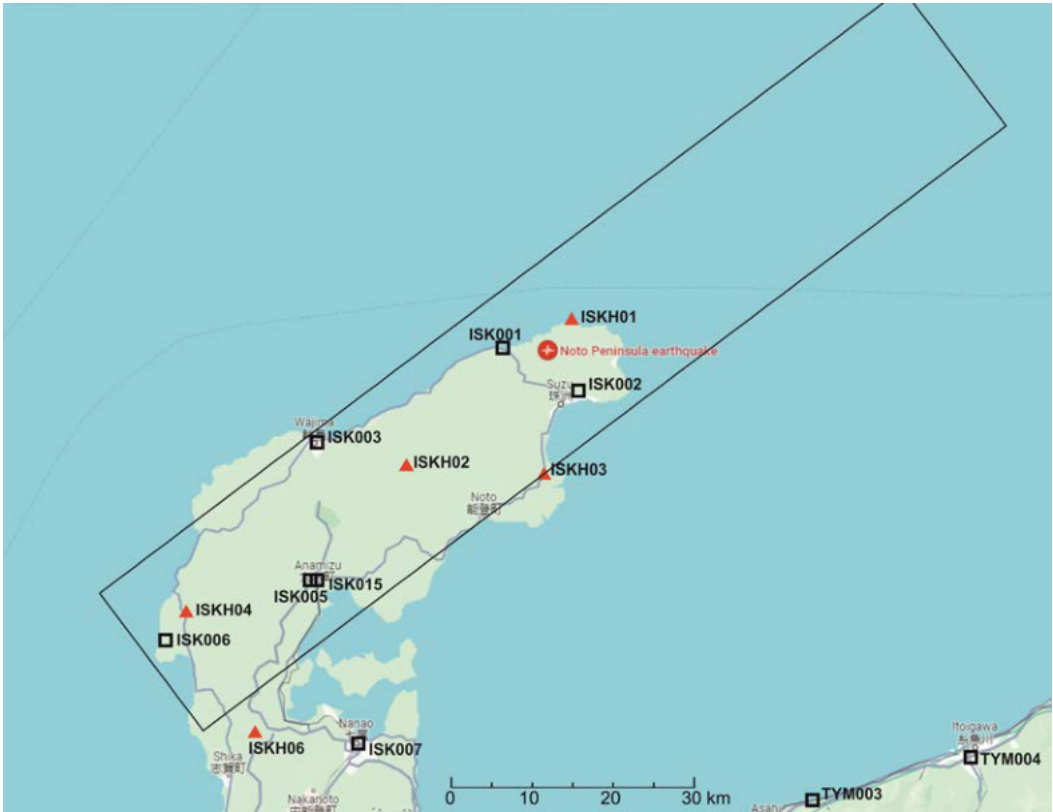


Figure 1. Map showing the locations of the 2024 Noto earthquake epicenter (circle), KiK-net (triangles) and K-NET (squares) stations in the near-fault zones and the estimated boundaries of the fault plane.

Table 1. Information on the studied KiK-net stations

Site code	Latitude	Longitude	Epicentral distance, km	V_{s10} , m/s	V_{s30} , m/s	PGA, Gal	Borehole depth, m
ISKH01	37.53	137.28	8	261.7	344.9	1006.7	203.5
ISKH03	37.35	137.24	18	171.9	310.9	936.3	210.0
ISKH02	37.36	137.04	21	590.6	720.8	790.8	105.0
ISKH04	37.19	136.72	55	440.0	443.5	1220.5	119.5
ISKH06	37.05	136.82	60	375.0	500.0	803.8	203.45

Table 2. Information on the studied K-NET stations

Site code	Latitude	Longitude	Epicentral distance, km	V_{s10} , m/s	PGA, Gal
ISK001	37.5	137.18	2	304.2	1468.7
ISK002	37.45	137.29	10	177.6	917.4
ISK003	37.39	136.91	28	378.2	1632.2
ISK005	37.23	136.90	40	70.9	1279.7
ISK015	37.23	136.91	40	294.7	1000.5
ISK007	37.04	136.97	55	773.9	459.0
ISK006	37.16	136.69	59	278.6	2828.2

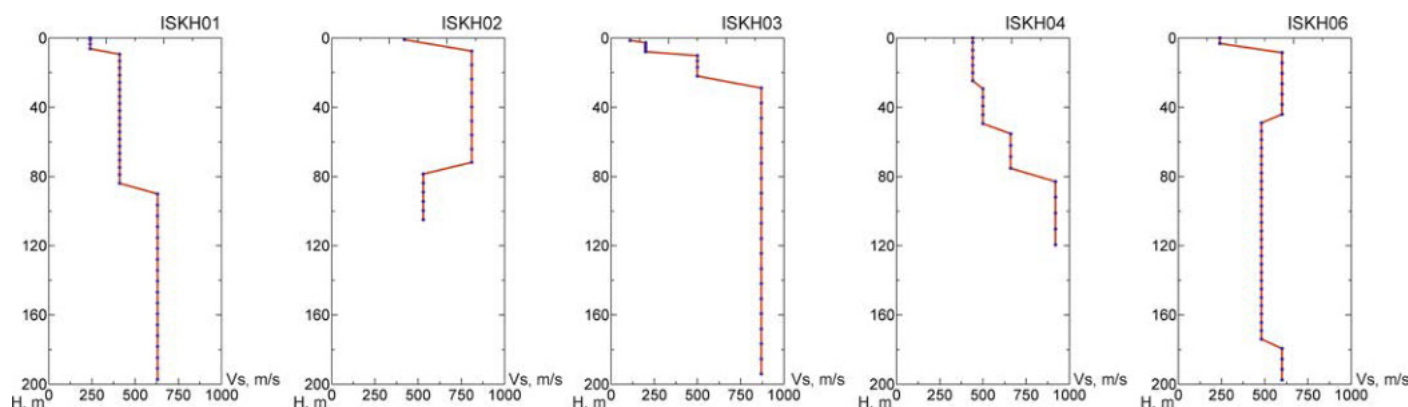


Figure 2. Parameters of the soil profiles at the studied KiK-net sites.

down to the location of the deep device. The method was developed by Pavlenko and Irikura and described in detail in [Pavlenko and Irikura, 2003]. It was previously applied to study soil behavior during past strong earthquakes [Pavlenko, 2016, 2022; Pavlenko and Irikura, 2003, 2006]. The constructed models illustrate the behavior of soil layers during strong motion at various time periods.

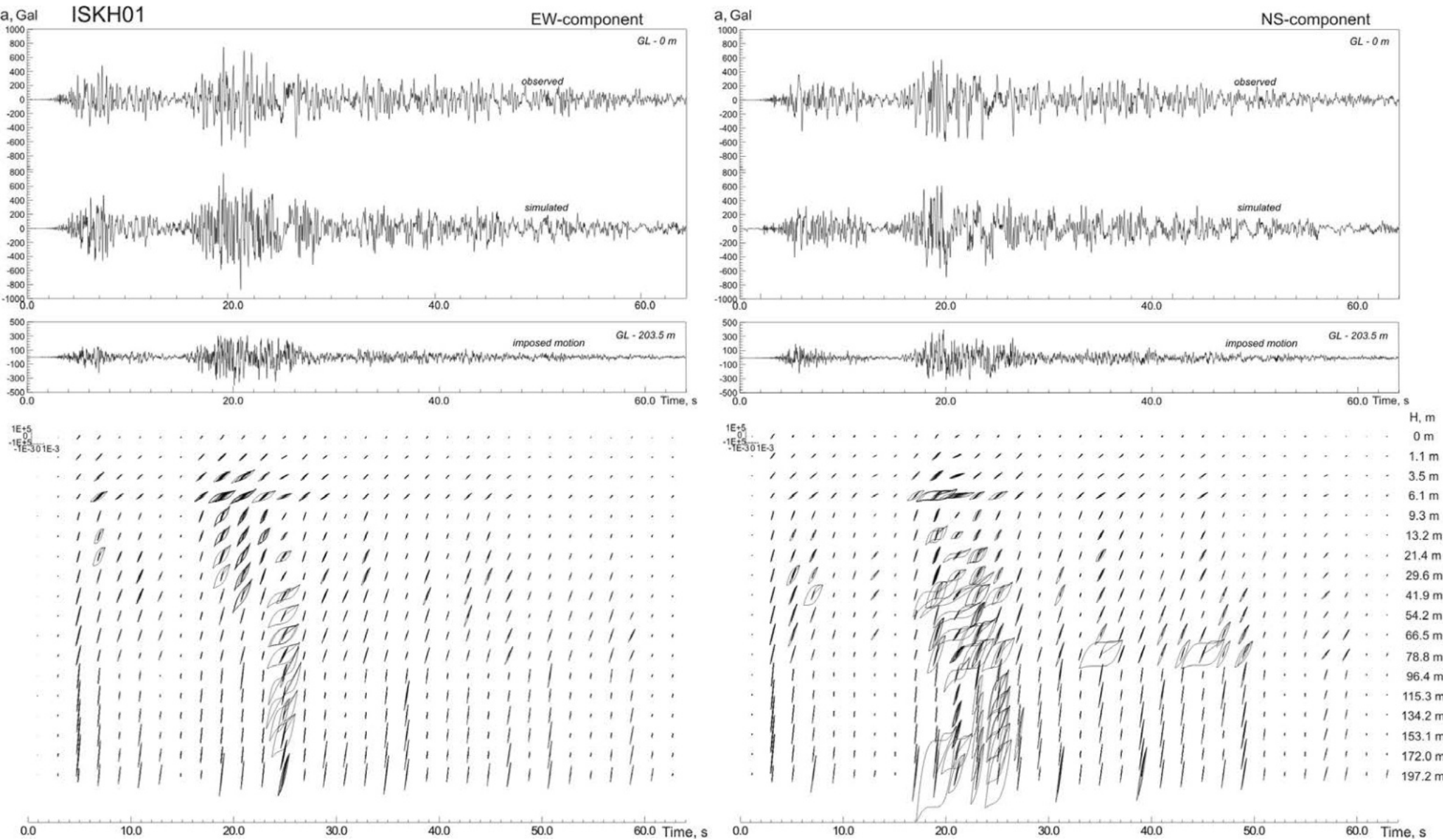
The algorithm of nonlinear analysis by Joyner and Chen [Joyner and Chen, 1975] is used to calculate the propagation of vertically incident shear waves in soil layers. To describe the behavior of soil layers, nonlinear stress-strain relations of soft- or hard- types are used, i.e., relations declining to the strain or to the stress axes at large strains. Series of hysteretic stress-strain curves of various shapes and slopes are generated, and the curves providing the best fit to the records on the surface are selected. Records of deep devices of the vertical arrays are used as input motion to soil columns, and for calculations, they are divided into small time intervals of 2 s duration, to account in temporal changes in soil behavior. Calculations are performed successively, interval by interval. The records were modeled in the frequency range up to 15 Hz.

Parameters of the soil profiles are taken from the website, and soil densities, maximum shear stresses $\tau_{\max}$, and attenuation coefficients are selected based on the soil composition and depth, accounting for the lithostatic pressure. The stress-strain relations are normalized in the way proposed by Hardin and Drnevich [1972], i.e., stresses are multiplied by $1/\tau_{\max}$, and strains are multiplied by $G_{\max}/\tau_{\max}$, where $\tau_{\max}$ is shear stress in failure, and $G_{\max}$ is shear modulus in the low-strain range. Differences in the behavior of the layers are due to differences in $\tau_{\max}$ and $G_{\max}$ values in the layers. The best-fit relations are selected by the deviations of the simulated accelerograms on the surface from the recorded ones. Thus, soil behavior during strong motion was simulated in 32 two-second intervals (64 s of strong motion).

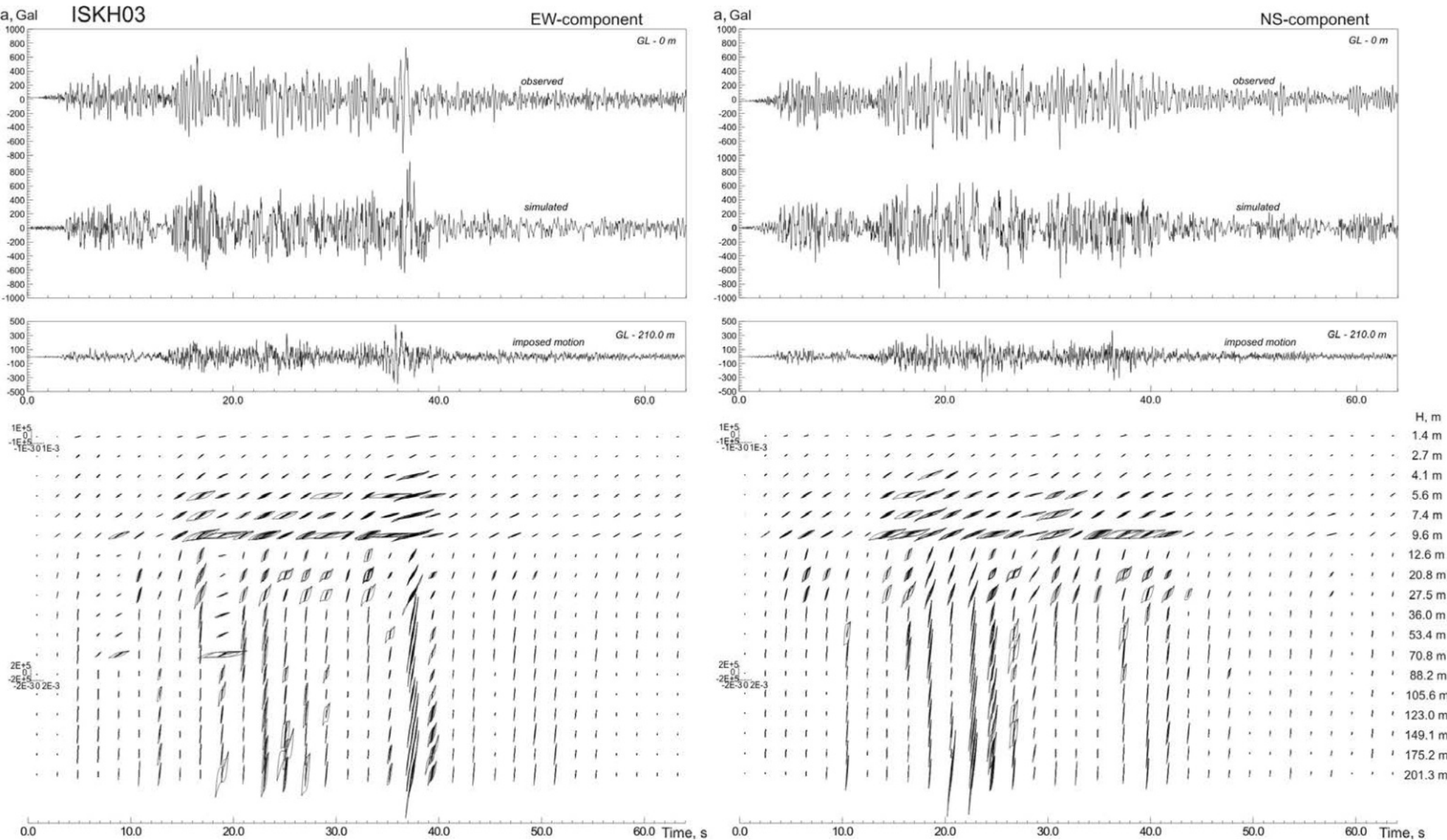
Based on the constructed models, changes of shear moduli in soil layers during strong motion were estimated. Shear moduli were calculated as the ratios of the normalized stresses, averaged over all hysteretic curves within each 2 s time interval, to the normalized strains, averaged in the same manner; then the ratios were averaged over the entire soil thickness, from the surface down to the location of the deep device. To trace the effects of source directivity, changes in the waveforms of the acceleration time histories recorded by K-NET and KiK-net stations in the near-fault zones at various distances from the epicenter were analyzed.

Results

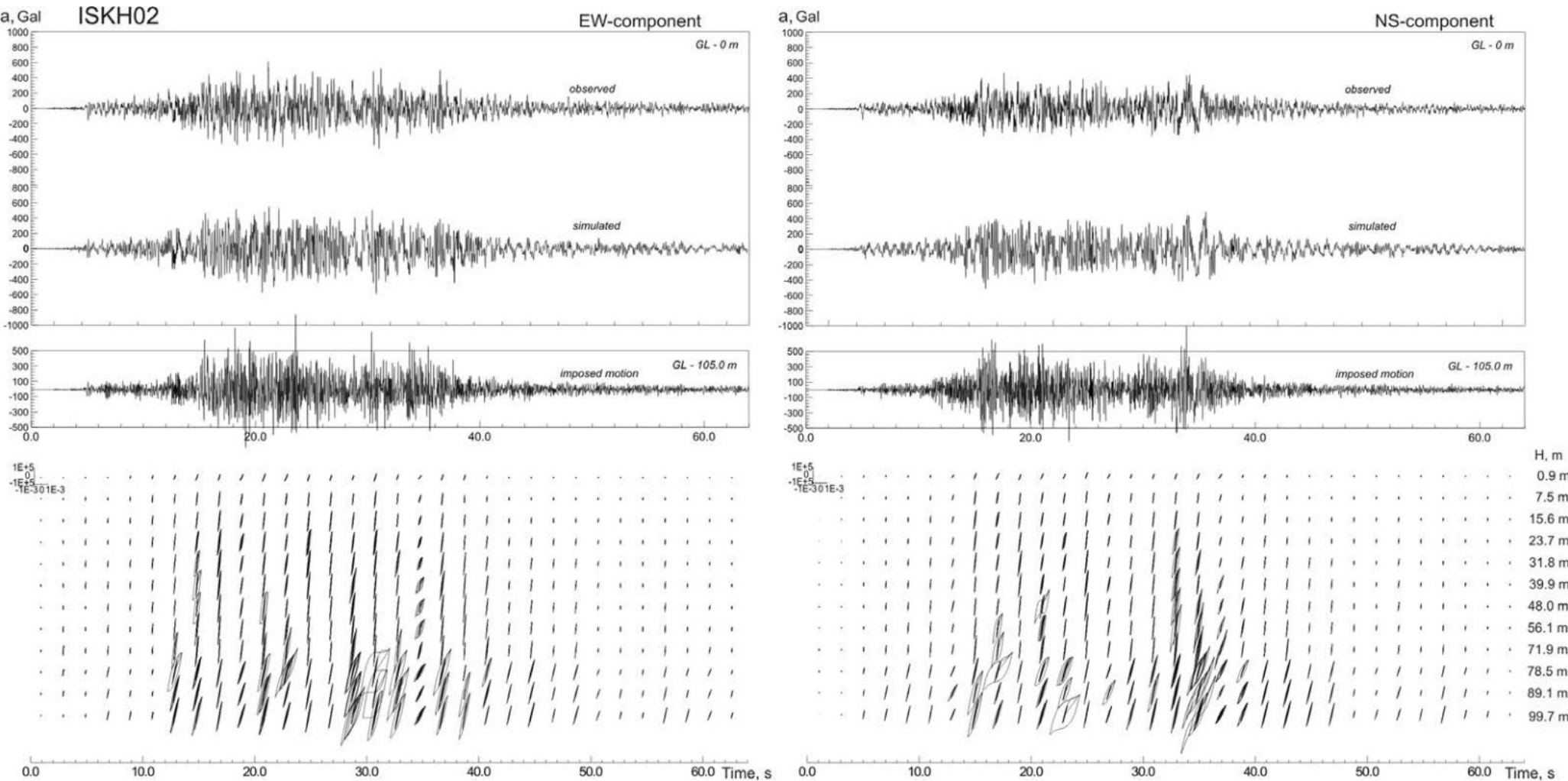
The constructed models of soil behavior during the 2024 Noto earthquake at five KiK-net sites closest to the epicenter are shown in Figure 7 (3–7). As seen from Figure 1, all these sites are located within or just near the projection of the fault plane on the Earth's surface. The estimates of shear moduli in soil layers at these sites, changing with time during strong motion are shown in Figure 4.



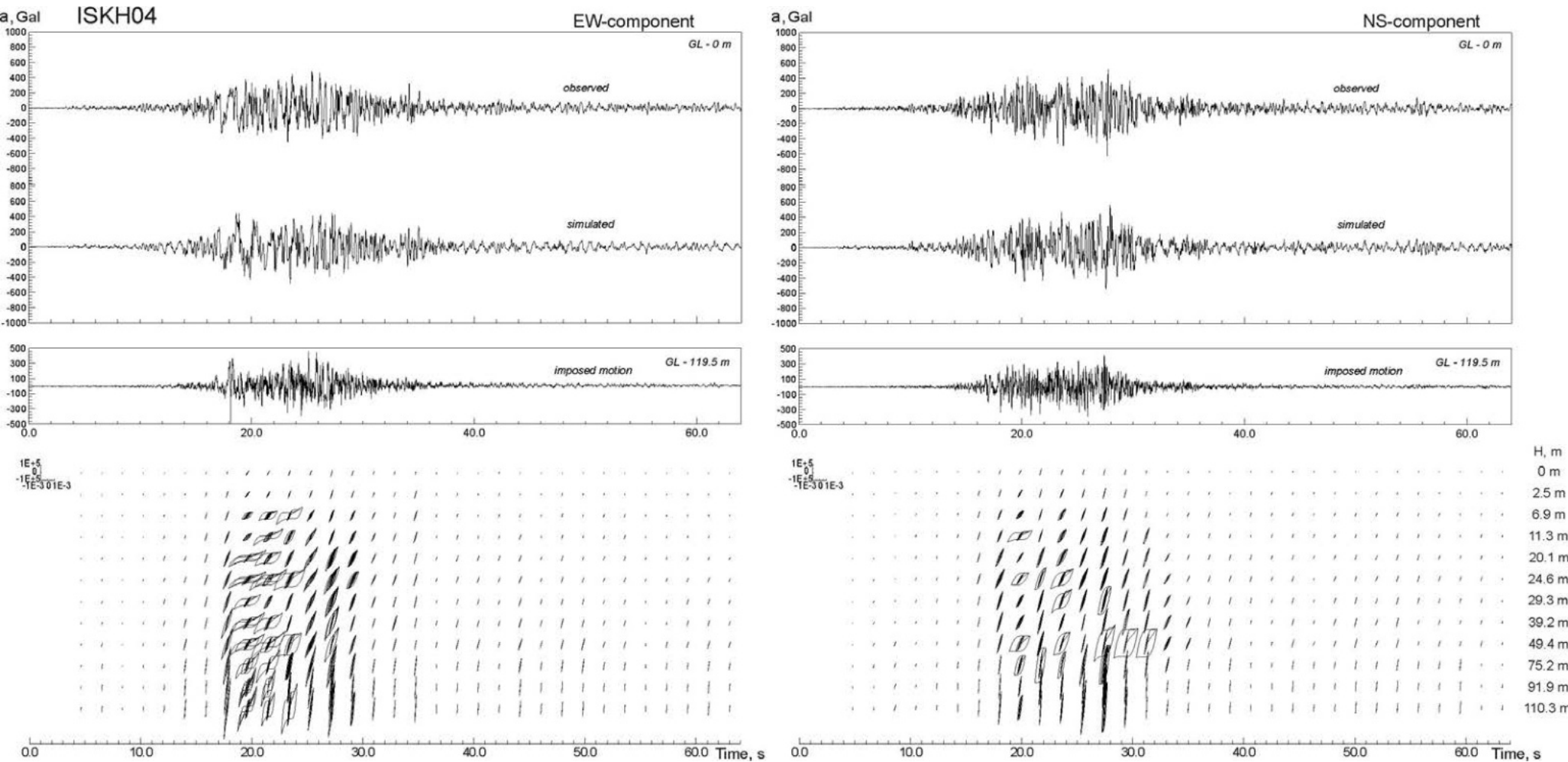
(a) at ISKH01 site.



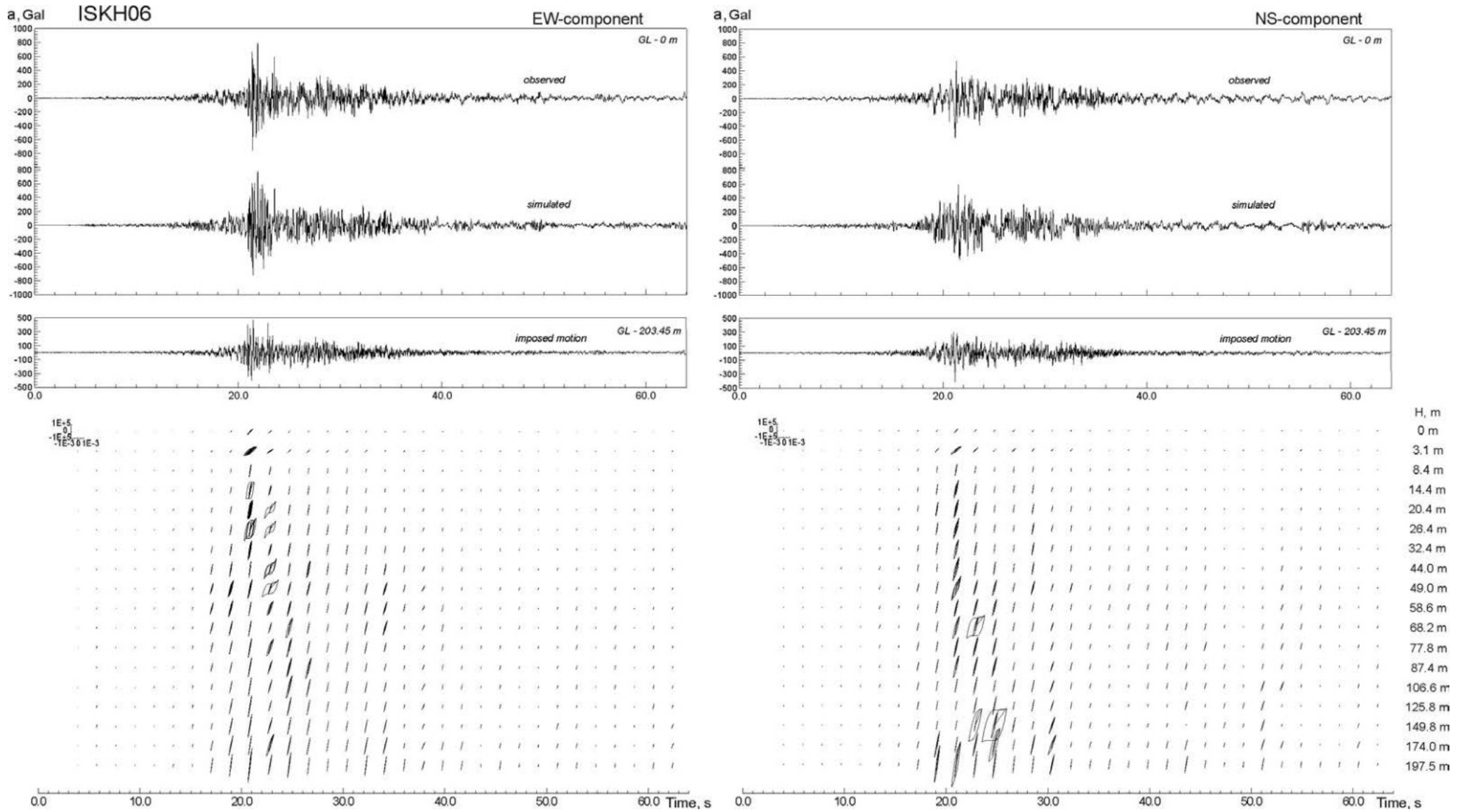
(b) at ISKH03 site.



(c) at ISKH02 site.



(d) at ISKH04 site.



(e) at ISKH06 site.

Figure 3. Acceleration time histories of the 2024 Noto earthquake, observed and simulated, and estimated stress-strain relations in soil layers, changing with time during strong motion: a – at ISKH01 site; b – at ISKH03 site; c – at ISKH02 site; d – at ISKH04 site; e – at ISKH06 site. The stresses are given in Pa, and strains in strain.

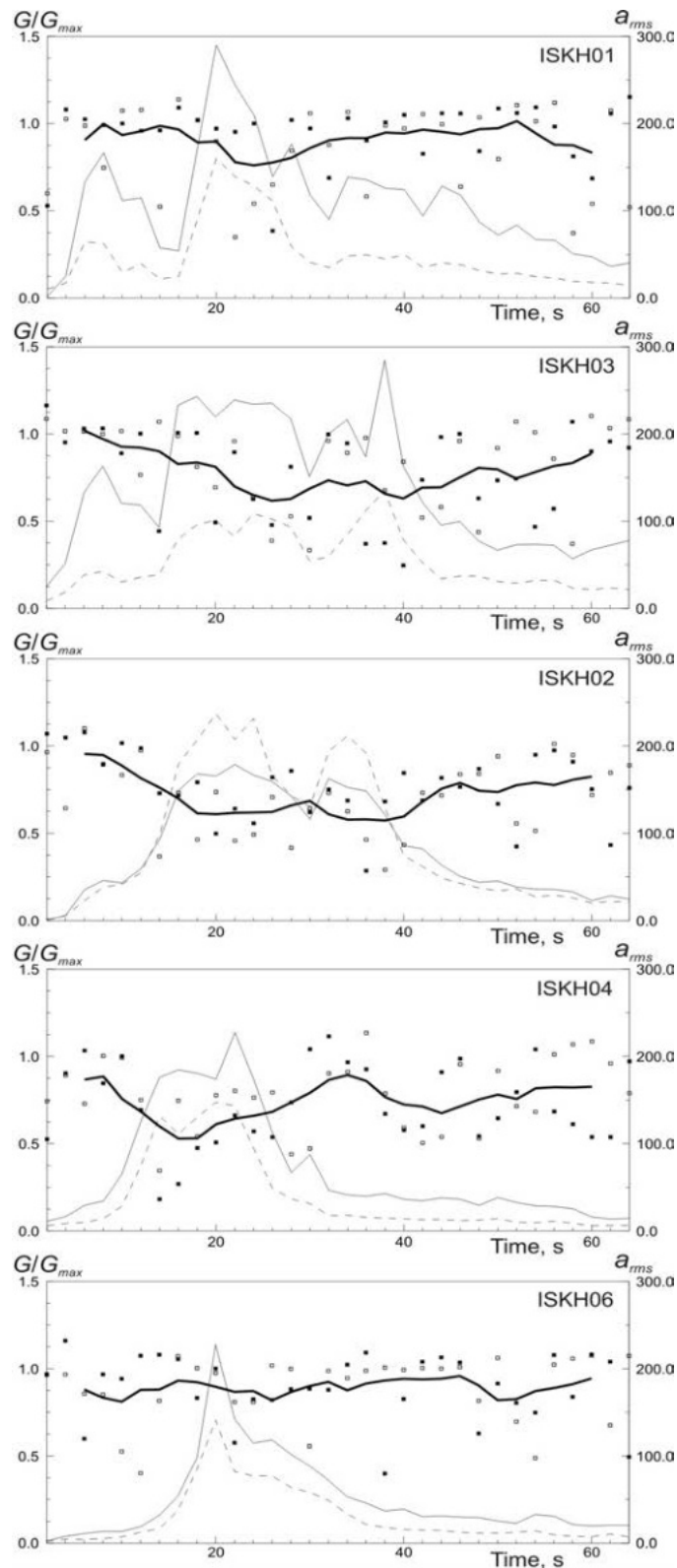


Figure 4. Changes of shear moduli in soil layers at the studied KiK-net sites during the 2024 Noto earthquake. Dots are the estimates of shear moduli in successive time intervals (grey and black points correspond to EW and NS components), black lines show these estimates smoothed and averaged over two horizontal components. Thin lines are the intensities of motion (root-mean-square accelerations) on the surface (solid lines) and at depths of locations of the deep devices (dash lines).

The figures show a rather long duration of strong motion at sites closest to the epicenter, which decreases with increasing distance from the epicenter.

At soft-soil stations, such as, ISKH01 and ISKH03 (at epicentral distances of 8 km and 18 km), and at denser-soil stations, such as, ISKH02 and ISKH04 (at epicentral distances of 21 km and 55 km), except the remote ISKH06 station (at epicentral distance of 60 km), we observe substantially nonlinear soil behavior, indicated by nonlinear stress-strain relationships at depths below ~ 6 m at stations ISKH01, ISKH03 and ISKH04 (Figure 7), and reduction and recovery of shear moduli in soil layers during strong motion (Figure 4). At ISKH02 site, S-wave velocity $V_s \sim 420$ m/s in the upper 4 m, $V_s \sim 810$ m/s in the underlying ~ 72 m and decreases to $V_s \sim 530$ m/s below. The observations show that in such a soil profile, seismic motions do not intensify, but weaken on the surface, and the lower layer ($V_s \sim 530$ m/s) behaved nonlinearly during strong motion (Figure 5).

At the remote ISKH06 station, the soil behavior was close to linear, and shear moduli in soil layers did not reduce, but remained high during strong motion.

Similar substantially nonlinear soil behavior was observed in the near-fault zones during the 1995 Kobe and 2000 Tottori earthquakes possessing moment magnitudes $M_w \sim 6.7$ – 6.8 .

During the stronger 2003 Tokachi-oki ($M_w \sim 8.3$) and 2011 Tohoku earthquakes ($M_w \sim 9.0$), high peak ground accelerations were recorded at rather large distances from the epicenter, and were associated with the effects of directivity of the extended earthquake sources. Nonlinear behavior of soft soils and reduction of shear moduli in soil layers were observed at stations located in the closest vicinity of the fault plane, whereas at a large number of remote stations recorded high PGA exceeding > 1 g, soil behavior was virtually linear. The linearity of soil behavior was due to shock, or Mach fronts, which produced some additional compression to the soil layers, causing soil hardening; shear moduli in soil layers increased and reached their maxima at the moments of the maximum intensity of strong motion, so that high accelerations were recorded on the surface. The effects of directivity were traced by the waveforms of the acceleration time histories: the duration of strong motion decreased with increasing distance from the source, and the wave trains seemed to contract into one point, while peak accelerations did not decrease [Pavlenko, 2017, 2022].

During the 2024 Noto earthquake, abnormally high accelerations were recorded at remote ISKH06 station (Table 2), which may also indicate the effects of radiation directivity of the extended earthquake source. At the same time, at KiK-net station ISKH04, closest to ISKH06 site, we clearly see a decrease in the duration of strong motion and high PGA, as well as signs of soil hardening, i.e., stress-strain relations in soil layers declining to the vertical axis at the final parts of strong motion (Figure 6) and the corresponding increase of shear moduli, which is not observed at other stations (Figure 4).

Directivity effects during the 2024 Noto earthquake can be traced by changes in the waveforms of the acceleration time histories with increasing distance from the source towards ISKH06 site; the waveforms are shown in Figure 5. The fault plane shown in Figure 1, was inclined to the Earth's surface at an angle of $\sim 45^\circ$, with its western side located near the surface and its eastern side extending to the depth [Fujii, Yu. and Satake, 2024; Ishikawa, Yu. and Bai, 2024]. So, all the studied stations were located at similar distances from the fault plane. In Figure 5, the stations are arranged in the order of their distance from the epicenter, which can be considered as the projection of the rupture origin to the Earth's surface.

From the figure, we can see a gradual decrease of strong-motion duration with increasing distance from the epicenter, while peak accelerations do not decrease and reach their maximum at ISKH06 station, where the duration of strong motion is minimal (ISKH03, ISKH015 and ISKH06 stations are located somewhat away from the direction to the ISKH06 site, so their waveforms are slightly shifted). This indicates the effects of radiation directivity in the extended source of the Noto earthquake: obviously, the crack propagated along the fault plane from the epicenter to the south-west, towards ISKH06 station (Figure 1), so

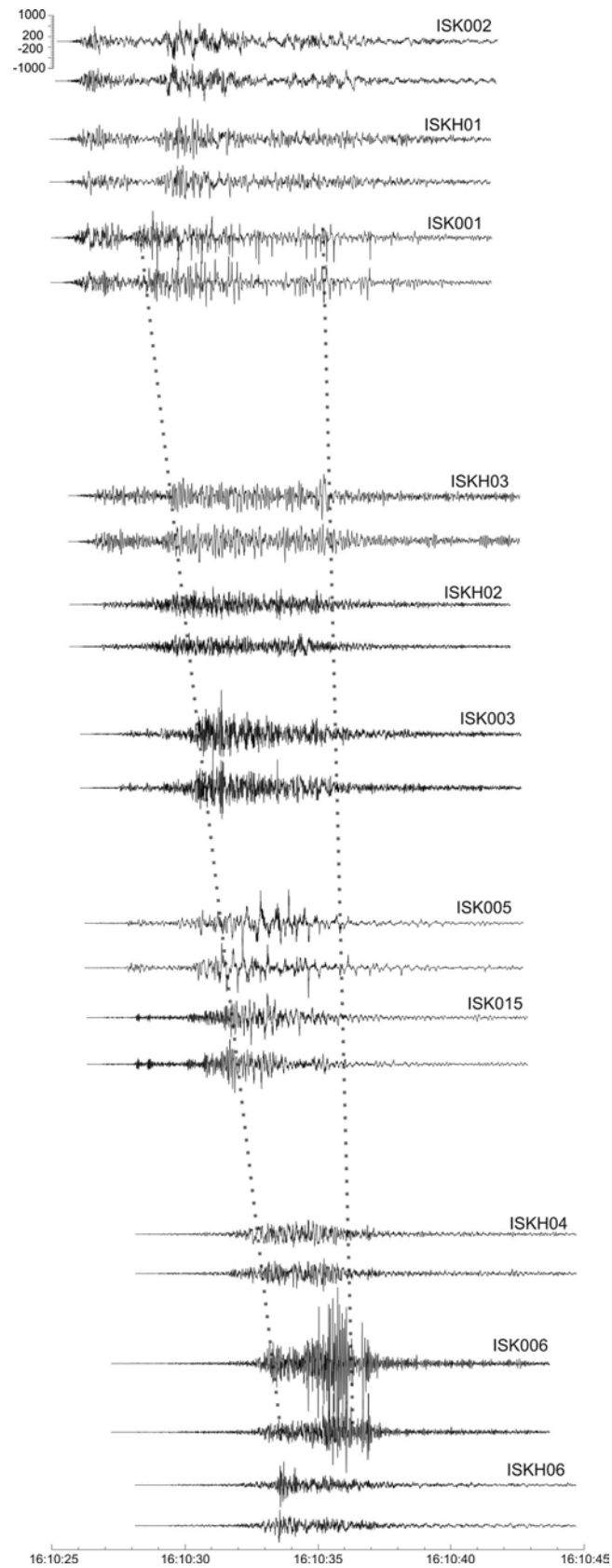


Figure 5. Acceleration time histories of the 2024 Noto earthquake (at two horizontal components) recorded by K-NET and KiK-net stations on the surface in the near-fault zones and arranged in ascending order of the epicentral distance (2–60 km).

that seismic waves radiated by the crack tip came to the station almost simultaneously; they overlapped and produced abnormally high PGA $\sim 2.8g$. Similar effects were observed during the stronger 2003 Tokachi-oki and 2011 Tohoku earthquakes [Pavlenko, 2017, 2022]; such effects occur due to the velocity structure of the medium, when seismic waves propagate into deeper layers with higher propagation velocities.

Note that the waveforms of the acceleration time histories at K-NET sites ISK005, ISK001 and ISK015 (to a lesser extent) show significant nonlinearity of soil behavior, i.e., spikes in the waveforms, which are usually related to cyclic mobility and soil liquefaction.

Conclusions

Thus, the near-fault records of the 2024 Noto earthquake show both a significant nonlinearity of soft soil behavior and clear effects of directivity of the extended earthquake source, which produced abnormally high accelerations PGA $\sim 2.8g$ on the surface.

In this respect, the 2024 Noto earthquake is similar to the 1999 Chi-Chi earthquake ($M_w \sim 7.6$) [Pavlenko, 2008]; both earthquakes evidently represent intermediate cases between weaker earthquakes with magnitudes $M_w \sim 6.7$ – 6.8 (like 1995 Kobe and 2000 Tottori earthquakes) that showed substantially nonlinear soft soil behavior in the near-fault zones, and stronger earthquakes with magnitudes $M_w \sim 8.3$ – 9.0 (like 2003 Tokachi-oki and 2011 Tohoku earthquakes), the main features of which were directivity effects, shock wave fronts, and predominantly linear soil behavior, with soil hardening and generation of abnormally high PGA.

Data and Resources

Records of the 2024 Noto earthquake and soil profiling data used in this study are provided by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention [NIED, 2024] in Japan, and can be obtained from the Kyoshin and Kiban-Kyoshin Networks.

Acknowledgments. I thank the K-NET and KiK-net Digital Strong-Motion Seismograph Network of Japan for the records of the 2024 Noto earthquake and the profiling data. The work was supported by RSF grant 23-27-00316.

References

- Abrahamson, N. A. (2000), Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis, in *Proceedings of the EERI 6th Seismic Zonation Workshop*, EERI, Palm Springs (California).
- Archuleta, R. J., and S. H. Hartzell (1981), Effects of fault finiteness on near-source ground motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 939–957, <https://doi.org/10.1785/BSSA0710040939>.
- Fujii, Yu., and K. Satake (2024), Slip distribution of the 2024 Noto Peninsula earthquake (MJMA 7.6) estimated from tsunami waveforms and GNSS data, *Earth, Planets and Space*, 76(1), <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01991-z>.
- Hardin, B. O., and V. P. Drnevich (1972), Shear Modulus and Damping in Soils: Design Equations and Curves, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 98(7), 667–692, <https://doi.org/10.1061/JSFEAQ.0001760>.
- Ishikawa, Yu., and L. Bai (2024), The 2024 Mj7.6 Noto Peninsula, Japan earthquake caused by the fluid flow in the crust, *Earthquake Research Advances*, p. 100292, <https://doi.org/10.1016/j.eqrea.2024.100292>.
- Joyner, W. B., and T. F. Chen (1975), Calculation of nonlinear ground response in earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1315–1336, <https://doi.org/10.1785/BSSA0650051315>.
- NIED (2024), Realtime hazard information, <http://www.bosai.go.jp/e/index.html>.
- Pavlenko, O. V. (2008), Characteristics of Soil Response in Near-Fault Zones During the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, *Pure and Applied Geophysics*, 165(9–10), 1789–1812, <https://doi.org/10.1007/s00024-008-0401-1>.
- Pavlenko, O. V. (2016), Atypical soil behavior during the 2011 Tohoku earthquake ($M_w = 9$), *Journal of Seismology*, 20(3), 803–826, <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9561-0>.

- Pavlenko, O. V. (2017), Possible Mechanisms for Generation of Anomalously High PGA During the 2011 Tohoku Earthquake, *Pure and Applied Geophysics*, 174(8), 2909–2924, <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1558-2>.
- Pavlenko, O. V. (2022), Influence of source directivity and site effects of 2003 Tokachi-oki earthquake on the generation of high PGA in the near-fault zones, *Scientific Reports*, 12(1), <https://doi.org/10.1038/s41598-022-16085-7>.
- Pavlenko, O. V., and K. Irikura (2003), Estimation of Nonlinear Time-dependent Soil Behavior in Strong Ground Motion Based on Vertical Array Data, *Pure and Applied Geophysics*, 160(12), 2365–2379, <https://doi.org/10.1007/s00024-003-2398-9>.
- Pavlenko, O. V., and K. Irikura (2006), Nonlinear Behavior of Soils Revealed from the Records of the 2000 Tottori, Japan, Earthquake at Stations of the Digital Strong-Motion Network Kik-Net, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6), 2131–2145, <https://doi.org/10.1785/0120060069>.
- Pavlenko, O. V., and V. A. Pavlenko (2023), Rupture Directivity Effects of Large Seismic Sources, Case of February 6th 2023 Catastrophic Earthquakes in Turkey, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 59(6), 912–928, <https://doi.org/10.1134/S1069351323060149>.
- Rosakis, A., M. Abdelmeguid, and A. Elbanna (2023), Evidence of Early Supershear Transition in the Feb 6th 2023 M_w 7.8 Kahramanmaraş Turkey Earthquake From Near-Field Records, *Preprint submitted to EarthArXiv*, <https://doi.org/10.31223/X5W95G>.
- Rowshandel, B. (2006), Incorporating Source Rupture Characteristics into Ground-Motion Hazard Analysis Models, *Seismological Research Letters*, 77(6), 708–722, <https://doi.org/10.1785/gssrl.77.6.708>.
- Shahi, S. K., and J. W. Baker (2011), An Empirically Calibrated Framework for Including the Effects of Near-Fault Directivity in Probabilistic Seismic Hazard Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(2), 742–755, <https://doi.org/10.1785/0120100090>.
- Somerville, P. G., N. F. Smith, R. W. Graves, and N. A. Abrahamson (1997), Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity, *Seismological Research Letters*, 68(1), 199–222, <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.199>.

REVERSALS AND LARGE-SCALE VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD: SIMILARITIES AND DIFFERENCES

M. Yu. Reshetnyak^{*,1,2} 

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

² Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* **Correspondence to:** Maxim Yu. Reshetnyak, m.reshetnyak@gmail.com.

Abstract: It is shown that during reversals in geodynamo models the minimum amplitudes of the dipole, quadrupole and octupole coincide. Since the characteristic time of the reversal is close to the oscillations of the large-scale geomagnetic field, a similar analysis was carried out for the minima of the amplitude of the dipole magnetic field over the past 100 thousand years. It turned out that in this case such synchronization also occurs. It can be assumed that reversals and large scale variations of the geomagnetic field between the reversals have a lot in common. The wavelet analysis carried out indicates that the concept of the main geodynamo cycle is very arbitrary: the period of oscillation can vary from 8–10 thousand years to 20–30 thousand for a dipole. Analysis of the evolution of the Mauersberger spectrum allows us to conclude that magnetic field fluctuations observed at the Earth's surface are associated with the transfer of the magnetic field to the surface of the liquid core and can hardly be described by functions periodic in time.

Keywords: geodynamo, core-mantle boundary, magnetic field modes synchronization.

Citation: M. Yu. Reshetnyak (2024), Reversals and Large-Scale Variations of the Geomagnetic Field: Similarities and Differences, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2003, EDN: OUNMDD, <https://doi.org/10.2205/2024es000903>

Introduction

Variations of the geomagnetic field penetrating to the Earth's surface from the surface of the liquid core cover a wide time range: from decades to hundreds of million of years [Valet *et al.*, 2005]. It is assumed that variations up to 100 thousand years are directly related to processes in the Earth's core, in which the magnetic field is generated. Variations with longer times correspond to processes in the Earth's mantle that changes the magnitude of the heat flow at the core-mantle boundary.

According to observations, the magnetic field on the Earth's surface is 90% dipole. The axis of the magnetic dipole at times greater than several tens of thousands of years coincides with the geographic axis. As follows from archeo- and paleomagnetic observations, the amplitude of the magnetic dipole can change with a characteristic time of 8–12 thousand years (the so-called main period of the geodynamo).

However situation in the liquid core is different. Firstly, note that from a mathematical point of view, the dipole component is not distinguished in any way in relation to neighboring modes, which also oscillate due to the turbulent motions and change its sign. In the core itself, the dipole component is only slightly larger in amplitude than the dipole and octupole, hardly standing out against neighbor harmonics in the spectrum.

The other point, is that as follows from the three-dimensional geodynamo modeling, there is a transition from oscillations of an axisymmetric dipole g_1^0 with a non-zero average to appearance of geomagnetic field excursions and then reversals with increase of the energy sources available to geomagnetic field generation [Christensen and Aubert, 2006]. The similar situation takes place in the mean-field dynamo models adopted to the Earth [Reshetnyak, 2017]. We emphasize, that characteristic duration of reversals is of the same order of magnitude as the main cycle $\sim 10^4$ years [Valet, 2003].

RESEARCH ARTICLE

Received: 20 October 2023

Accepted: 29 December 2023

Published: 22 April 2023



Copyright: © 2024. The Author. 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/>).

It can be assumed that, by their nature, reversals are not much different from magnetic field oscillations with a non-zero mean level, i.e. between reversals. Below we consider behavior of the first modes in expansion in spherical functions in observations over the last 100 thousand years that do not contain reversals, and the sequence of the reversals in dynamo models, in order to identify common behavior as the amplitude of the modes decrease.

Dynamo Predictions

As was mentioned in Introduction, the magnetic field reversals start with an increase in the intensity of the energy sources [Christensen and Aubert, 2006; Reshetnyak, 2021]. Depending on the model, this can be either an increase in the heat flux in the liquid core in the case of thermal convection, or due to change in the growth rate of the solid core in the case of compositional convection. In the both cases, there is a transition from quasi-periodic oscillations of the magnetic dipole with the period of the main cycle of geodynamo without sign alternation to the regime with the reversals, in which the polarity of the axis-symmetric magnetic dipole g_1^0 changes.

The time interval between reversals decreases as convection intensity increases. The characteristic time of the reversal itself is close to the main period $\sim 10^4$ years. Based on this, it can be assumed that reversals are in some sense close in nature to the main cycle. The difference between reversals and the main period of the geodynamo stands in existence of a non-zero mean level in the oscillations of the main period, which is two times larger for the last 10 thousand years than the amplitude of the oscillations.

The phenomenon of reversal can be easily predicted from the symmetry properties of the geodynamo equations. Due to quadratic form of the Lorentz force, dynamo equations are symmetric to the sign alternation of the magnetic field: $\mathbf{B} \rightarrow -\mathbf{B}$. Generally speaking, realization of such a change of the sign of the total magnetic field $\mathbf{B}$ assumes simultaneous change of the sign of the magnetic field at all the scales in the multipole decomposition. The more realistic suggestion is that reversal happens when the majority of the modes change the sign. The number of these modes depends on the spectrum of the magnetic field and the energy contained in the modes.

Following this scenario and provided that the modes are not correlated in time [Hulot and Le Mouél, 1994], we can suggest that reversals occur randomly, interval between the reversals depends on the amplitude of mode oscillations, and duration of reversal is of the same order of the oscillation's time scale.

In this sense, dipole and its reversals are not something extraordinary: the magnetic dipole fluctuates as well as the higher harmonics. Note that this statement does not contradict with the mean-field dynamo theory [Krause and Rädler, 1980], which makes a distinction between large-scale fields and turbulence, since the core does not exhibit the separation of fields by scale used in the theory. As follows from the three-dimensional models, continuous spectrum of the magnetic field is observed [Christensen et al., 1999].

Depending on the model parameters, the dipole poloidal magnetic field observed at the Earth's surface is slightly larger or smaller than the quadrupole one, which generally does not change the conclusion about similarity of the modes. Let us also note the fact that exceed of the dipole component of the field at the Earth's surface is caused with two circumstances: the more rapid decrease in high modes in the mantle and the absence of the toroidal component of the magnetic field, which does not penetrate beyond the core. Taking into account the toroidal component of the magnetic field leads to decrease in the relative fraction of the dipole magnetic field in the core.

To prove the statement of similarity of reversals and geomagnetic field oscillations between the reversals, including the geodynamo main cycle, the analysis of some general properties of magnetic field oscillations between the reversals and the reversals itself is performed below. For the first case, data from the spherical-harmonic analysis of GGF100k model [Panovska et al., 2018] for the last 100 thousand years were used. To analyze the behavior of the magnetic field during reversals, MAGIC geodynamo model was used [Wicht,

[2002] In particular, we check below whether there is similarity (synchronization) in the behavior of the first modes (dipole, quadrupole and octupole) during reversals and during periods of a quiet magnetic field between reversals. The latter is not limited to the study of the main cycle of the magnetic dipole and includes the analysis of long-term variations in the magnetic field.

Magnetic Field Minima in Observations and Models

To synthesize the geomagnetic field over the last 100 thousand years GGF100k database [Panovska et al., 2018] was used, presented as a set of Gaussian coefficients g_l^m, h_l^m . The model allows one to calculate the components of the magnetic field $\mathbf{B} = -\nabla U$, where the scalar potential U is given as an expansion in spherical harmonics:

$$U = \sum_{l=1}^{l_0} \frac{R_e^{l+2}}{r^{l+1}} \sum_{m=0}^l \left(g_l^m \cos m\varphi + h_l^m \sin m\varphi \right) P_l^m(\cos \theta),$$

(r, θ, φ) – spherical coordinates, $R_e = 6381$ km is the Earth's radius, P_l^m – associated Legendre polynomials, l_0 is the maximum harmonic number. Using the bispline interpolation allows one to calculate the magnetic field at an arbitrary moment in time.

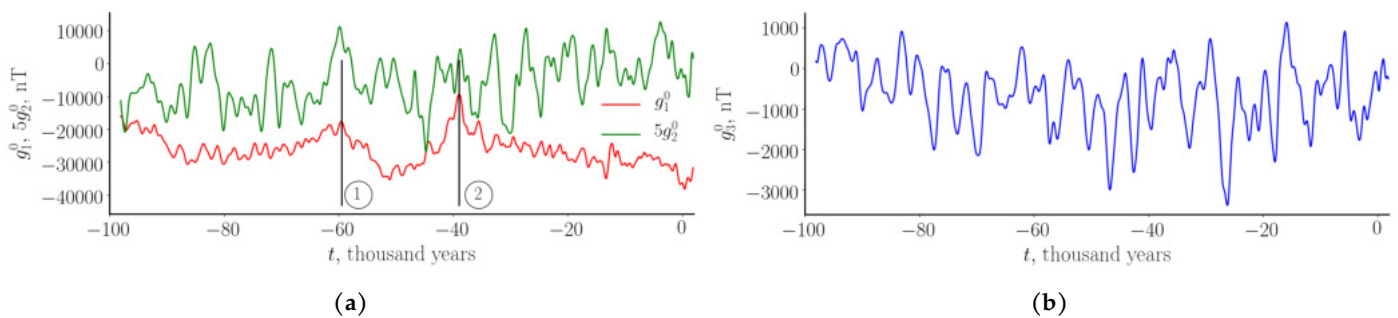


Figure 1. Evolution of the axisymmetric dipole g_1^0 and quadrupole g_2^0 (a) and octupole g_3^0 (b) over the last 100 thousand years according to observations. For convenience, the quadrupole values are increased by 5 times, and the octupole values by 10 times. Zero time value corresponds to the beginning of a new era. The numbers in circles denote the positions of $|g_1^0|$ minima.

The evolution of the first three axisymmetric harmonics g_1^0 (dipole), g_2^0 (quadrupole) and g_3^0 (octupole) from GGF100k model are presented in Figure 1. Firstly, the above-mentioned main geodynamo cycle (for g_1^0) is weakly expressed: it is observed only in the last 10 thousand years. The latter is clearly visible in Figure 2, with the decimal logarithm of the Morlet wavelet spectrum in the Fourier normalization. The choice of wavelet analysis is associated with its lower tendency to appearance of false peaks in the spectrum and ability to detect evolution of the spectrum over the time. The abscissa axis represents time t , and the ordinate axis represents the time scale a of the process. If there was a constant in time periodicity, a horizontal band would be observed in the spectrum. Instead, for g_1^0 only recently the existence of a periodicity of the order of 10–15 thousand years has been observed, the duration of this event is comparable to the value of a . A more pronounced periodicity is the 30 thousand years oscillation. With that, the quadrupole's curve demonstrates traces of 10 thousand years periodicity with exception of the time interval $[-40, -30]$ thousand years, when the 5 thousand years periodicity dominated. During this period of time in the spectrum of the octupole a set of waves with periods from 4 to 8 thousand years was observed as well. The rest of the time there was quasi-periodicity with a characteristic time of about 7 thousand years. For the last two harmonics an oscillation with a characteristic time of 25 thousand years is observed. All considered oscillations demonstrate non-constancy of the periodicities. In many cases the lifetime of the process is comparable to the characteristic oscillation time.

Secondly, two local minima are observed for the dipole intensity, separated by 20 thousand years and denoted in the Figure 1 by number in circles. The greatest decrease in the magnetic dipole strength was observed at time $t_2 = -38,950$ years indicated by the num-

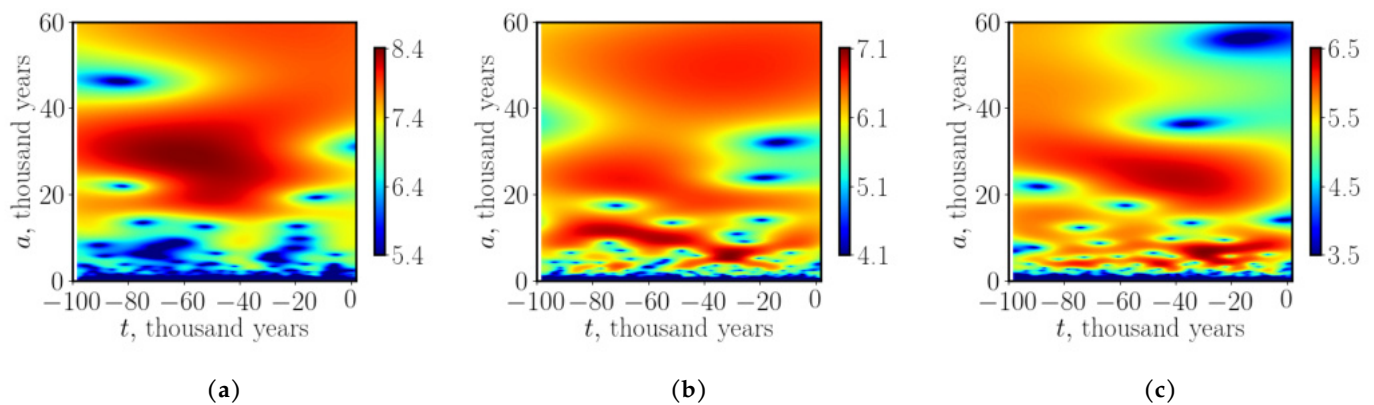


Figure 2. Wavelet spectra with Fourier norm: g_1^0 (a), g_2^0 (b) and g_3^0 (c).

ber 2. This minimum corresponds to the Leschamps excursion [Bonhommet and Zähringer, 1969]. At this moment, the other two harmonics g_2^0 , g_3^0 had small absolute values as well. To estimate decrease of Gauss coefficients at the minimum, it is convenient to normalize each curve at Figure 1 at its maximal absolute value. Then values of g_1^0 , g_2^0 , and g_3^0 at $t = t_2$ are -0.25 , 0.12 , and -0.24 , correspondingly. Such a decrease of g_1^0 is of the same order of magnitude as the decrease of the dipole during the reversal or excursion due to the pure resolution of common observations. These minima correspond to the short-period processes in Figure 2.

Such a coincidence of minima reminds situation in the three-dimensional geodynamo model during reversals, Figure 3, see for details Appendix A. The behavior of g_1^0 and g_3^0 modes, which are antisymmetric relative to the equator plane, is similar: both modes change sign simultaneously. Additionally, in g_3^0 mode the high-frequency component is observed.

The evolution of the g_2^0 quadrupole differs from antisymmetric modes in that the oscillations occur at a zero average level. However, even for this harmonic, at the moment when $g_1^0 = 0$ the amplitude of g_2^0 is small as well. The analysis shows that all the magnetic field energy in the model on the Earth's surface also has a minimum during the reversal. It can be concluded that reversals occur when all the minima of the modes coincide. At the moment of reversal, synchronization of the different modes is observed. Such a behavior of the magnetic field could be expected for the dynamo regime in vicinity of the generation threshold, where the break of generation of the dipole field during the reversal means decay of the total magnetic field in the core. In this case correlation of the different modes between the reversals is provided by the non-linear interaction between the modes. For the larger energy sources it is the coincidence of the minima of the energy of the modes during the reversals is important. So far, the time scales decrease with increase of heat sources, time interval between the reversals decreases as well.

Returning to the observational data, we note that for the time moment 1 (in circle), $t_1 = -59,500$ years, which is close to the Norwegian-Greenland Sea excursion [Liu et al., 2020], there is no correlation between $|g_1^0|$ and $|g_2^0|$ in Figure 1. The corresponding normalized values of coefficients g_1^0 , g_2^0 , g_3^0 at $t = t_1$ are -0.46 , 0.35 , and -0.14 , correspondingly. It is possible that this difference is due to the fact that the decrease in magnetic field strength at time moment 1 in GGF100k model is less than at the moment 2. Nevertheless, the minimum g_1^0 coincides with decrease in the amplitude g_3^0 . Let us recall that the asymmetry of the spectrum of a modern magnetic field is well known: the spectrum has a sawtooth structure, so that antisymmetric harmonics are slightly larger in amplitude than neighboring symmetric ones [Lowes, 1974]. According to the considered scenario, the lack of synchronization between g_1^0 and g_2^0 makes reversal impossible.

The extent to which different modes are correlated was studied over timescales of several hundred years [Christensen and Aubert, 2006; Hulot and Le Mouél, 1994]. The answer was negative: for different l and m modes are statistically independent. Formally, we also

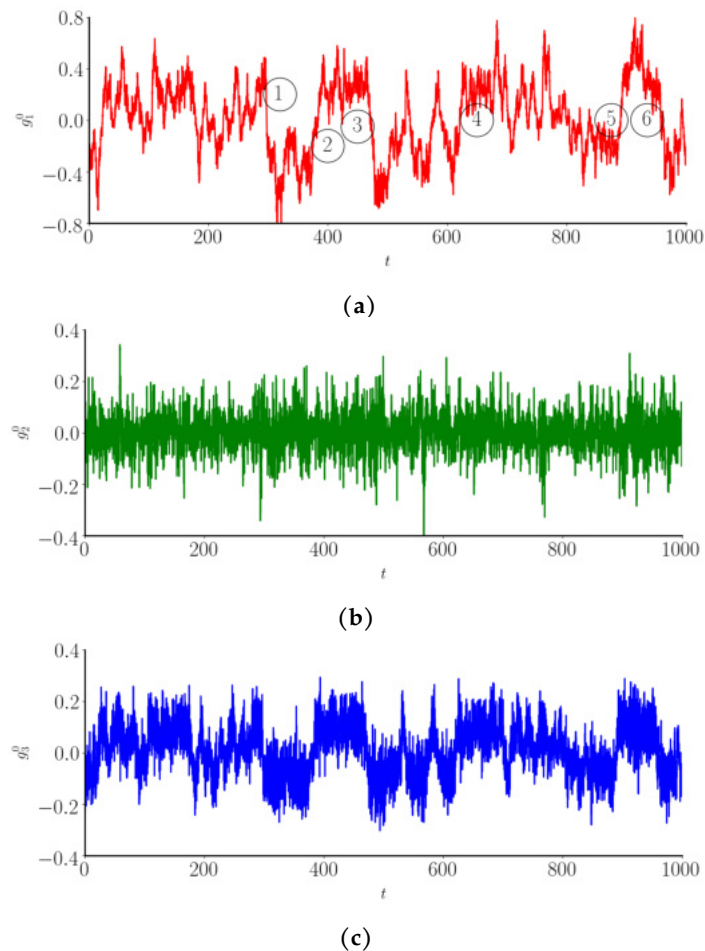


Figure 3. Evolution of the axisymmetric dipole g_1^0 (a), quadrupole g_2^0 (b) and octupole g_3^0 (c) in geodynamo model. The numbers denote the reversals under consideration.

prove this result for GGF100k: the Pearson linear correlation coefficients for (g_1^0, g_2^0) , (g_1^0, g_3^0) , (g_2^0, g_3^0) are too small: $r_{12} = -0.10$, $r_{13} = 0.18$, $r_{23} = 0.16$. Then, conclusion about absence of correlation remains valid, although for now the characteristic times of variations are much longer than that ones in [Christensen and Aubert, 2006]: $\tau_l = 535/l$ years.

For the model time series in Figure 3 the following Pearson coefficients are estimated: $r_{12} = -0.02$, $r_{13} = 0.84$, $r_{23} = 0.01$. Such a large coefficient r_{13} is associated with the appearance of reversals. The more pronounced correlation of g_1^0 and g_3^0 is demonstrated using the scatter diagram, see Figure 4. Between the reversals, r is less than 0.5. This value, although higher than those observed in the GGF100k model, is still too small to say about correlation of g_1^0 and g_3^0 between the reversals. We remind that r can be interpreted as the cosine of the angle between two vectors in n -dimensional space. A complete lack of correlation with $r = 0$ corresponds to an angle of 90° , and a value of $r = 0.5$ corresponds to an angle of 60° , that corresponds to the negligible correlation.

Therefore, it can be assumed that the observed coincidence of the decrease in harmonic amplitudes during reversals, Figure 3, and in the observations for the stable field (between reversals) in Figure 1, may indicate the similarity of the processes occurring. In any case, such a point of view can be stated by an observer on the Earth's surface who knows nothing about the properties of the magnetic field in the Earth's core, where this field is generated by dynamo processes. The difference lies in the existence of a non-zero dipole field between the reversals, against the mean-level of which the magnetic dipole oscillates.

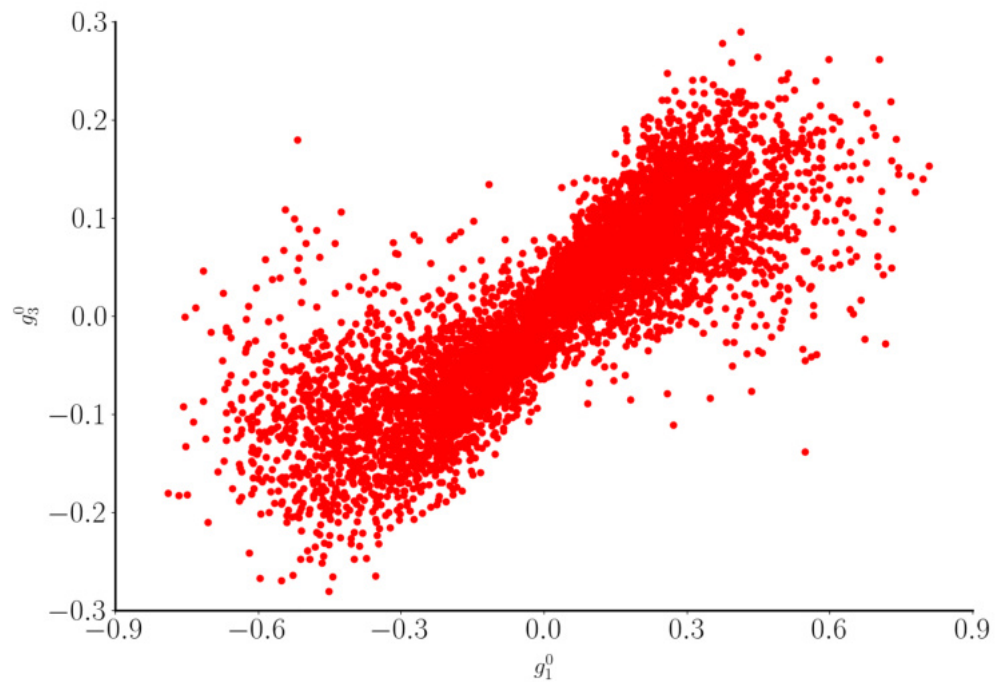


Figure 4. The scatter diagram for the model g_1^0 and g_3^0 time series.

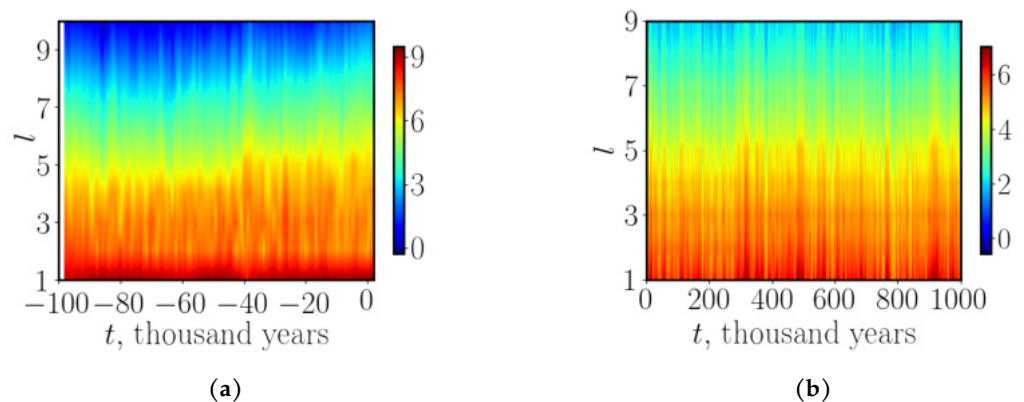


Figure 5. Evolution in time of the decimal logarithm of the magnetic field spectrum, $\lg S_l$ at the Earth's surface. GGF100k model (a) geodynamo simulations (b) presented in Figure 3.

It is instructive to compare the change in the spatial Mauersberger spectrum

$$S_l = (l+1) \sum_{m=0}^l \left((g_l^m)^2 + (h_l^m)^2 \right) \quad (1)$$

over the time for observations GGF100k and dynamo model, discussed above, see Figure 5. The spectra have a band structure. The stripes are located not along the time axis, as if periodic processes with a fixed spatial scale $\sim 1/l$ were observed, but perpendicular to the time axis. From a physical point of view, this means that there were magnetic field fluctuations that contributed to all l . Obviously, this picture has nothing to do with the wave propagation, but corresponds to the ascent/sinking of hot/cold regions of the liquid core, carrying with them a magnetic field. This information, in common with the analysis of the pure potential field at the surface of the Earth, let us assume some new knowledge about convection at the surface of the liquid core. The model case corresponds to the magnetic Reynolds number $R_m = 350$ and $Pm = 20$, and hardly can be considered as the well-developed turbulence regime from the strict point of view. However the behaviour of

the Gauss coefficients is already very similar to the well-known turbulent noise scenario. The additional analysis of the total kinetic and magnetic energy fluctuations in the liquid core, which are quite large and not regular in time, supports this statement. The more realistic point of view that such flows can be classified as the boundary turbulence. The analysis of the Mauersberger spectrum of the secular variation, in the definition of which in (1) instead of g and h there are their time derivatives, demonstrates no essential changes.¹

Conclusions

Similarity of the characteristic times of geomagnetic field reversals and large-scale magnetic field variations between reversals suggests existence of the deeper connection between these processes. According to calculations, a simultaneous decrease in the amplitude of the first modes in the expansion in spherical functions of the potential field outside the core is observed. With that, the correlation of these modes at long times is close to zero. It can be concluded that the reversal occurs as a result of the coincidence of the amplitude minima of the first few modes at least. In the absence of such a coincidence, quasiperiodic variations of the large-scale magnetic field are observed at the same time scales $\sim 10^4$ years at a non-zero level for an axisymmetric dipole g_1^0 . Such variations, according to observations, are characterized by partial coincidences of minima, for example, dipole and octupole.

Apparently, the amplitude of the variation itself is also important: when a certain threshold value is reached, the reversal occurs. In its turn amplitude of variation depends on the energy sources of dynamo in the core. The above leads to the conclusion that reversals are a fairly ordinary coincidence of circumstances from the point of view of magnetohydrodynamics. This phenomenon is the intrinsic nature of the dynamo mechanism and no other external trigger is needed. It is worth to note, that this scenario assumes, that temporal spectra of the magnetic field before and after the reversal is the same. Than follows that the start and the end of, e.g., superchrone is the same from spectral point of view and no prediction of the superchrone is possible at the times larger than $\sim 10^4$ years.

Acknowledgements. The geodynamo modelling part of the work was supported by the Russian Science Foundation grant # 23-17-00112 and analysis of observational data was performed within the framework of a State Assignment of the Institute of Physics of the Earth of Russian Academy of Sciences.

Appendix A

Let us consider the dynamo equations in a spherical layer $r_1 \leq r \leq r_0$, rotating with the angular velocity Ω around axis $\mathbf{z}$, where (r, θ, φ) is a spherical coordinates, $r_0 = 1$ and $r_1 = 0.35$. Entering the following units for velocity $\mathbf{V}$, time t , pressure P and magnetic field $\mathbf{B}$, ν/d , d^2/ν , $\rho\nu\Omega$ and $\sqrt{\Omega\rho\eta\mu}$, where $d = r_0 - r_1$ is the unit of length, ν is the coefficient of kinematic viscosity, ρ is the density of matter, μ is the magnetic permeability, and η is the coefficient of magnetic diffusion, we write the system of dynamo equations in the form

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} &= \nabla \times (\mathbf{V} \times \mathbf{B}) + \text{Pm}^{-1} \Delta \mathbf{B} \\ \left(\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) \mathbf{V} &= -\frac{1}{E} \nabla P - \frac{2}{E} \mathbf{1}_z \times \mathbf{V} + \frac{\text{Ra}}{\text{Pr}} T \mathbf{1}_r + \frac{1}{E \text{Pm}} \text{rot } \mathbf{B} \times \mathbf{B} + \Delta \mathbf{V} \\ \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla)(T + T_0) &= \text{Pr}^{-1} \Delta T. \end{aligned} \quad (\text{A1})$$

The dimensionless Prandtl, Ekman, Rayleigh, and magnetic Prandtl numbers are given in the form $\text{Pr} = \frac{\nu}{\kappa}$, $E = \frac{\nu}{\omega d^2}$, $\text{Ra} = \frac{\alpha g_0 \delta T d^3}{\nu^2}$ and $\text{Pm} = \frac{\nu}{\eta}$, where κ is the coefficient

¹ The secular variation spectrum is used to filter a large-scale magnetic field that has long characteristic times.

of molecular thermal conductivity, α is the coefficient of volumetric expansion, g_o is the acceleration of gravity, δT is the unit of temperature perturbation T relative to the “diffusion” (non-convective) temperature distribution $T_0 = \frac{r_i(r-1)}{r(r_i-1)}$.

System (A1) is closed by vacuum boundary conditions for the magnetic field at r_0, r_i and by zero boundary conditions for the velocity field and temperature perturbations. We used the pseudo-spectral, MPI-code Magic [Wicht, 2002] adapted for the Gentoo operating system. For expansions in 65 Chebyshev polynomials and 128 spherical functions, 16 cores were used on Intel® Xeon® CPU E5-2640 computers.

For simulations presented in Figure 3 the following values of parameters were used: $Pr = 1$, $Pm = 20$, $E = 6.5 \times 10^{-3}$, $Ra = 5 \times 10^5$.

References

- Bonhommet, N., and J. Zähringer (1969), Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event, *Earth and Planetary Science Letters*, 6(1), 43–46, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90159-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90159-9).
- Christensen, U., P. Olson, and G. A. Glatzmaier (1999), Numerical modelling of the geodynamo: a systematic parameter study, *Geophysical Journal International*, 138(2), 393–409, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00886.x>.
- Christensen, U. R., and J. Aubert (2006), Scaling properties of convection-driven dynamos in rotating spherical shells and application to planetary magnetic fields, *Geophysical Journal International*, 166(1), 97–114, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.03009.x>.
- Hulot, G., and J. L. Le Mouél (1994), A statistical approach to the Earth’s main magnetic field, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 82(3–4), 167–183, [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90070-1).
- Krause, F., and K.-H. Rädler (1980), *Mean-field magnetohydrodynamics and dynamo theory*, Akademie-Verlag, Berlin.
- Liu, J., N. R. Nowaczyk, S. Panovska, M. Korte, and H. W. Arz (2020), The Norwegian-Greenland Sea, the Laschamps, and the Mono Lake Excursions Recorded in a Black Sea Sedimentary Sequence Spanning From 68.9 to 14.5 ka, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(8), <https://doi.org/10.1029/2019jb019225>.
- Lowes, F. J. (1974), Spatial Power Spectrum of the Main Geomagnetic Field, and Extrapolation to the Core, *Geophysical Journal International*, 36(3), 717–730, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1974.tb00622.x>.
- Panovska, S., C. G. Constable, and M. Korte (2018), Extending Global Continuous Geomagnetic Field Reconstructions on Timescales Beyond Human Civilization, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(12), 4757–4772, <https://doi.org/10.1029/2018gc007966>.
- Reshetnyak, M. Y. (2017), Tuning of the mean-field geodynamo model, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 53(4), 581–587, <https://doi.org/10.1134/S1069351317030090>.
- Reshetnyak, M. Y. (2021), Reversals of the Geomagnetic Field: Constraint on Convection Intensity in the Earth’s Core, *Geomagnetism and Aeronomy*, 61(2), 266–271, <https://doi.org/10.1134/S0016793221020134>.
- Valet, J.-P. (2003), Time variations in geomagnetic intensity, *Reviews of Geophysics*, 41(1), <https://doi.org/10.1029/2001RG000104>.
- Valet, J.-P., L. Meynadier, and Y. Guyodo (2005), Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years, *Nature*, 435(7043), 802–805, <https://doi.org/10.1038/nature03674>.
- Wicht, J. (2002), Inner-core conductivity in numerical dynamo simulations, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(4), 281–302, [https://doi.org/10.1016/s0031-9201\(02\)00078-x](https://doi.org/10.1016/s0031-9201(02)00078-x).

SEISMIC DOMAIN IDENTIFICATION ALGORITHM USING FUZZY LOGIC METHODS WITH COMBINED GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL DATA FOR THE CASE OF SAKHALIN ISLAND

A. L. Sobisevich¹, G. M. Steblov^{1,2}, A. O. Agibalov^{3,1}, I. M. Aleshin^{1,4}, G. R. Balashov¹, A. D. Kondratov¹, V. M. Makeev⁵, V. P. Perederin¹, F. V. Perederin¹, A. A. Sentsov^{*,1}, and K. I. Kholodkov¹

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

²Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁴Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁵Sergeev Institute of Environmental Geoscience of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* Correspondence to: Alexey A. Sentsov, alekssencov@yandex.ru.

Abstract: An algorithm for identifying seismic generation zones or “seismic domains” using fuzzy logic has been developed and tested on the island of Sakhalin. Initial data were obtained from diagrams of the distribution of “weak” zones, relief elevation distribution skewness, and magnitude of recent area deformation for one year. These data were processed using a γ -operator in fuzzy logic with $\gamma = 0.9$, which allowed us to identify areas with high seismic activity. The areas where these active areas intersect with zones with increased compressive stress values, as determined by computer modeling, were considered to be seismic zones. It was shown that, if there are not enough source materials available, it is possible to exclude information about the recent deformation field from consideration and use an assumed grid of active faults for computer modeling. This approach may be useful when analyzing areas that have not been studied well.

Keywords: morphometric analysis of relief, fuzzy logic, neotectonics, seismotectonics, seismic domains, seismic generation zone, GNSS.

Citation: Sobisevich, A. L., G. M. Steblov, A. O. Agibalov, I. M. Aleshin, G. R. Balashov, A. D. Kondratov, V. M. Makeev, V. P. Perederin, F. V. Perederin, A. A. Sentsov, and K. I. Kholodkov (2024), Seismic Domain Identification Algorithm Using Fuzzy Logic Methods With Combined Geological and Geomorphological Data for the Case of Sakhalin Island, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2004, EDN: JZBFTU, <https://doi.org/10.2205/2024es000906>

RESEARCH ARTICLE

Received: 5 March 2024

Accepted: 7 April 2024

Published: 6 May 2024



Copyright: © 2024. 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

Currently, research is underway to formalize the methodology for identifying earthquake foci in different regions and to clarify lineament-domain focal models. This could be achieved by complex geological and geophysical data processing with a fuzzy logic algorithm [Dzeboev et al., 2019; Gvishiani et al., 2021; Kulchinsky et al., 2010]. Due to the fact that a significant portion of the Russian Federation’s territory has not been sufficiently studied in terms of seismology, we have developed an algorithm for identifying areas that encompass homogeneous geological features and dissipated seismicity, which we call seismic generation zones here or “seismodomains”, “seismic domains” in Russian [Ulomov, 1987]. This is achieved by processing geological and geomorphological data using the fuzzy logic γ -operator. The effectiveness of this approach is justified by comparison with data on the modern seismic activity of Sakhalin Island, where during the instrumental observation period, more than 300 earthquakes have occurred with a depth up to 45 kilometers, including 13 that were sufficiently strong with magnitudes of $M \geq 5.5$.

Materials and Methods of Research

The initial data consisted of an Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) digital elevation model (DEM) with a resolution of 1 arc second (~ 30 m) [United States Geological Survey, 2023], river hydrography [Lehner and Grill, 2013] and a database of active faults [Zelenin et al., 2022]. The DEM and hydrography were used to calculate morphometric relief parameters, which are related to the nature of neotectonic movements. These parameters include: 1) density of “weak” zones, identified by the method [Kostenko, 1999]. 2) elevation distribution skewness. 3) steepness of slopes. 4) absolute curvature of the relief. 5) The difference between the basic surfaces of the 2nd and 3rd orders. 6) average elevation. 7) difference between the base surfaces of the 1st and 2nd orders. 8) difference in the of the relief elevation and the base surface of the 3rd order. 9) depth of vertical dissection. Seismically active zones have been identified according to their positive anomalies, where the corresponding values exceed the median or third quartile. In these zones, more than half of earthquake epicenters (for the median) or more than a quarter of earthquake epicenters (for the third quartile) are located (see Table 1). Calculations of skewness, average elevation, and depth of vertical dissections were performed using a 15×15 km grid.

Due to the fact that the current stress-strain state determines the nature of seismicity, the values of the areal deformation (ε_S) of the covering elements were calculated. These covering elements are Delaunay triangles [Delone, 1934], the vertices of which correspond to the global navigation satellite system (GNSS) points. Data on the location, velocity and direction of displacement of the latter are given in [Gridchina et al., 2023]. The values of ε_S are determined by the formula $\varepsilon_S = \frac{S_2 - S_1}{S_1}$, where S_1 is the area of the triangle, S_2 is the area of the triangle but with annual displacement of its vertices accounted.

Table 1. The relationship of positive anomalies of morphometric parameters of the relief of the Sakhalin Island with modern seismicity

Morphometric parameters of the relief	The proportion of earthquake epicenters located in the areas where the values of the morphometric parameter $\geq Q2$	The proportion of earthquake epicenters, where the values of the morphometric parameter $\geq Q3$
1	0.62	0.35
2	0.57	0.31
3	0.51	0.29
4	0.51	0.28
5	0.54	0.27
6	0.55	0.22
7	0.56	0.28
8	0.54	0.25
9	0.58	0.23

Note: Q2 – the median, Q3 – the 3rd quartile. The numbers indicate: 1) density of “weak” zones, identified by the method [Kostenko, 1999]. 2) elevation distribution skewness. 3) steepness of slopes. 4) absolute curvature of the relief. 5) The difference between the basic surfaces of the 2nd and 3rd orders. 6) average elevation. 7) difference between the base surfaces of the 1st and 2nd orders. 8) difference of the relief elevation and the base surface of the 3rd order. 9) depth of vertical dissection.

The analysis of morphometric parameters of the relief and the modern deformation pattern by fuzzy logic was performed using the γ -operator [Zimmermann, 2001] in the ArcGIS environment. The corresponding bitmaps were transformed by a linear algorithm and stacked-up into fuzzy sets. Then, we use the fuzzy gamma function: $\mu(x) = (\mu_{\text{Sum}})^\gamma \times (\mu_{\text{Product}})^{(1-\gamma)}$, where γ are set in the range from 0 to 1, μ_{Sum} – fuzzy set sum, and μ_{Product} – fuzzy set product. If the value of γ is close to 1, then the result is close to the fuzzy sum, and vice versa: if γ is close to 0, then the result is close to the fuzzy

product. Assuming that this gamma function is parametrized with relief morphometrics and modern horizontal displacement indicators we apply this function to each cell to acquire the neotectonics activity index I . The values of γ equal to 0.25, 0.50, 0.75 and 0.90 were tested.

Confidence analysis was performed with Receiver operating characteristic (ROC) binary classification method parametrized with integral parameter I and earthquake epicenter map. Each dataset was gridded with cell size of 15×15 km and adjusted. Thus, each cell was assigned with two values: maximum integral parameter I and 1-or-0 value of earthquake epicenter(s) presence, zero being not.

In addition, the proposed algorithm for isolating seismic generation zones involves the use of the results of computer geodynamic modeling, which allows us to identify areas with increased relative compressive stress values. The methodology of the algorithm and the results obtained for Sakhalin Island are described in [Steblov et al., 2023]. It should be noted that the scheme of active faults, as given in [Zelenin et al., 2022], was used as initial data. Due to the fact that the active faults in a number of regions in Russia have not been studied sufficiently, we use the example of Sakhalin to assess the effectiveness of their identification by DEM according to the method of Y. V. Nechaev [Nechaev, Yu. V., 2010]. This method involves determining the degree of tectonic fragmentation by the specific length of the “weak” zones within a cell with side a for a depth of $h = a/2$. The specific length of these “weak” areas is calculated as the ratio of the total length of these areas to the area of the cell (a^2). By varying the values of a , the degree of fragmentation was estimated in the depth range of 2.5–20 km and the vertical profiles were compared for this parameter with data on active faults.

Results and Discussion

As the most informative parameters, 2 morphometric parameters were selected – the density of “weak” zones and the skewness of relief elevation distribution. These parameters are based on the number of earthquake epicenters falling into areas where the values of these parameters exceed the median (Q2) or the 3rd quartile (Q3). The proportion of earthquake epicenters located within areas contoured by values $\geq Q3$ is 0.35 for density of “weak” zones and 0.31 for elevation distribution skewness, respectively. This exceeds similar values for other morphometric characteristics that were considered. Additionally, during the transition from Q2 to Q3, the proportion of epicenters decreases by less than a factor of 2 (see Table 1). In general, areas with positive values of elevation distribution skewness have a high potential energy in the relief, while areas with increased density of weak zones correspond to regions where brittle deformations occur (Figure 1).

At the first stage, three parameters were processed by the γ -operator – the density of “weak” zones, the elevation distribution skewness, and the magnitude of modern dilation at $\gamma = 0.9$ (Figure 2B). The choice of this gamma value is due to the fact that it provides the largest range of values for estimating the degree of belonging of parameter I to set μ . Seismically active regions are characterized by elevation values of I from 0.6 to 0.9, occupying 47% of the studied area. This is 19% less than the entire island, due to the lack of data on the values for its northern and southern extremities. 44% of epicenters fall within these limits, including 70% with $M_w \geq 5.5$, while 78% of events and 92% of high magnetic events fall within the uncertainty zone, which varies from 0.4 to 0.6 at this stage. At the second stage, a simplified methodology for allocating seismically active areas was tested. In this case, with $\gamma = 0.9$, only two parameters were processed: the density of “weak” zones and elevation distribution skewness. It was discovered that 47% of epicenters, including 30% of earthquakes with $M_w \geq 5$, occur in areas with elevated values of I (between 0.6 and 0.9) that occupy 66% of the area of the island (Figure 2C). The reliability of these models was confirmed through ROC analysis. The first model’s prognostic accuracy was analyzed for both all earthquakes (Figure 3I) as well as events with $M \geq 5.5$ (Figure 3II). For the first case, Area Under the Curve (AUC) value is 0.60 and for the latter it is 0.70. For the second, the corresponding values are 0.66 and 0.86 (Figures 3III and 3IV).

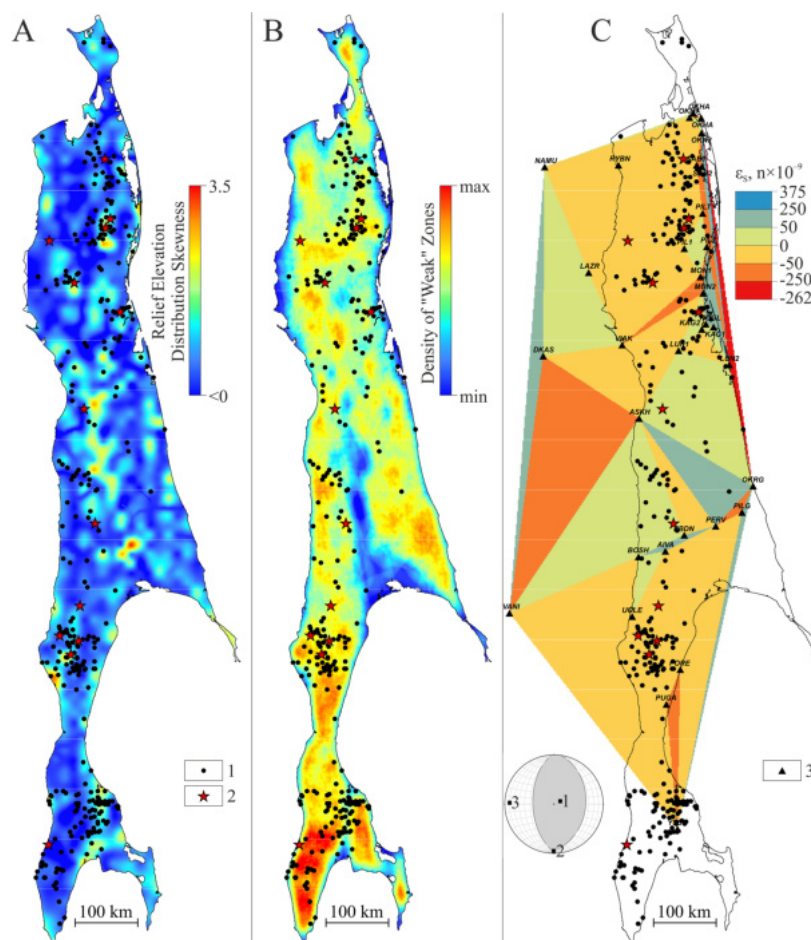


Figure 1. Mapped parameters derived of initial data for the analysis with the γ -operator: relief elevation distribution (A), density of “weak” zones (B) and modern areal deformation (ϵ_s) of the island of Sakhalin (C). 1–2 – epicenters of earthquakes with magnitude: 1 – $M < 5.5$; 2 – $M \geq 5.5$; 3 – GNSS points. In the round inset on C we show the reconstruction of the main normal stress axes by Y. L. Rebetsky method of cataclastic analysis of discontinuous displacements for focal mechanisms of earthquake foci [Rebetsky, Yu. L. et al., 2017] (lower hemisphere): 1–3 are the main normal stress axes: 1 – stretching, 2 – intermediate, 3 – compression.

Compressive stresses predominate on Sakhalin Island, as evidenced by the nature of the field of modern area deformation. This is confirmed by the reconstruction of the main normal stress axes by Y. L. Rebetsky method of cataclastic analysis of discontinuous displacements for focal mechanisms of earthquake foci [Rebetsky, Yu. L. et al., 2017] (Figure 1C, inset). Overall, the configuration of seismically active areas identified by increased I values is consistent with the contours of areas of compressive stress localization previously established by computer geodynamic modeling [Steblov et al., 2023]. The zones with increased relative compressive stress values, where the calculated I ranges from 0.6 to 0.9 for 3 parameters, are considered here as seismic generation zones. This approach validates the allocation of all previously identified seismic generation zones (Figure 2D, I–VI in Table 2), as described in [Steblov et al., 2023] and also allows for the identification of 5 new seismic generation zones (Figure 2D, VII–XI in Table 2). Estimates of the maximum magnitude of the expected earthquake for each domain were made according to RB-019-18 [2018] by adding 0.5 magnitude units to the magnitude of the strongest known earthquake. The exception is seismic generation zone XI, where no seismic events were recorded during the entire observation period. However, based on the results we obtained, it is considered an area where earthquakes with $M \geq 5.5$ are possible. It should be noted that the proposed seismic domain model is consistent with the Lineament Domain Model IMGIG-97 [Oskorbin, 1997], complementing and clarifying it.

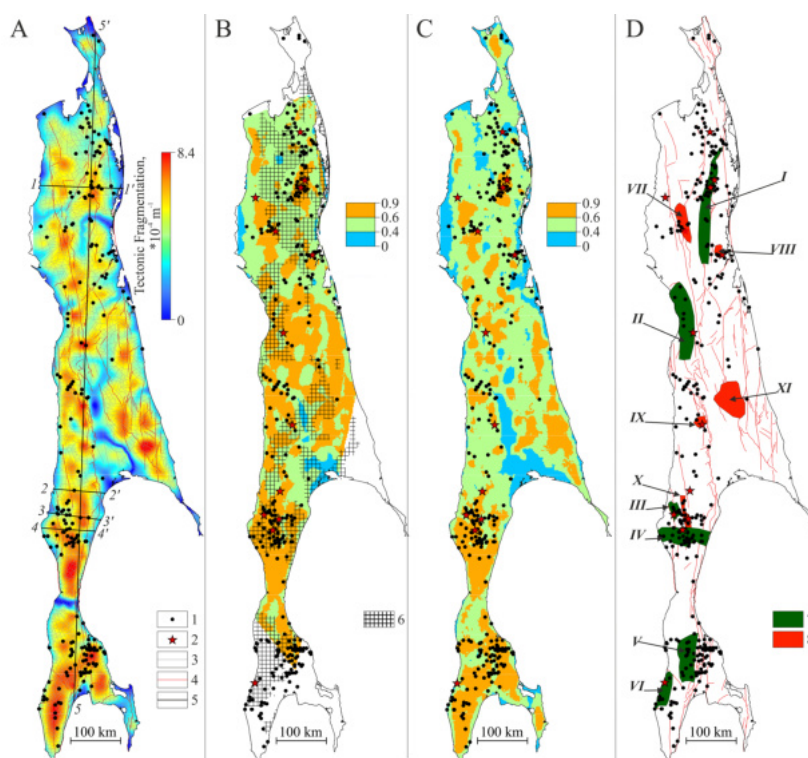


Figure 2. Map of tectonic fragmentation of Sakhalin (A), the results of processing by the γ -operator with GNSS (B) and without GNSS data (C), seismic generation zones (D). 1–2 – epicenters of earthquakes with magnitude: 1 – $M < 5.5$; 2 – $M \geq 5.5$; 3 – “weak” zones; 4 – active discontinuous disturbances, according to [Zelenin et al., 2022]; 5 – the position of tectonic fragmentation profiles; 6 – areas of localization of maximum compressive stresses, according to [Steblov et al., 2023]; 7 – seismic generation zones, according to [Steblov et al., 2023]; 8 – seismic generation zones highlighted by the algorithm considered in the text.

Table 2. Estimation of the maximum expected magnitude (M_{max}) within the limits of the Sakhalin Island seismic generation zones

Seismic Generation Zone Number	M_{max}
I	8
II	6.1
III	6.8
IV	7.6
V	5.5
VI	6.7
VII	6.1
VIII	6.1
IX	6.1
X	6
XI	5.5

The construction of vertical sections of the tectonic fragmentation field (Figure 2A, Figure 4) showed that most of the active faults considered in [Zelenin et al., 2022] are manifested in them. The 5 profile lines in Figure 2A show between 60 and 80% active faults with an average of 74%. This result shows that with an insufficient level of insight to use data on suspected active faults identification using method as in [Delone, 1934] one can use the Y. V. Nechaev method [Nechaev, Yu. V., 2010] with DEM data.

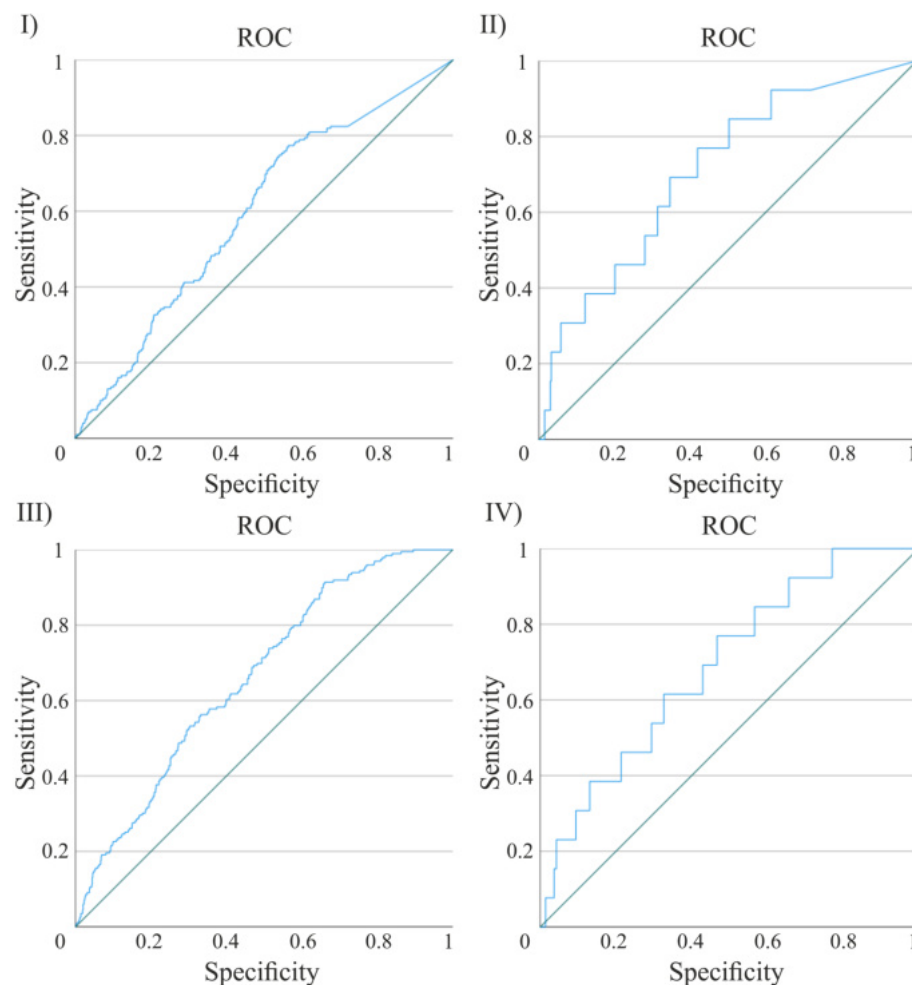


Figure 3. ROC curves (blue lines) constructed for the neotectonic activity index (I) and earthquake epicenters of Sakhalin Island: I–II for the first model (explanations in the text): – I taking into account the entire magnitude range under consideration, II – only for earthquakes with $M \geq 5.5$; III–IV – for the second model: III – taking into account the entire considered range of magnitudes, IV – only for earthquakes with $M \geq 5.5$. Diagonal lines are the boundaries of a random distribution. Specificity and sensitivity are two important characteristics of an algorithm. Specificity refers to the ability of the algorithm to accurately identify objects in a sample that have a specific feature, while sensitivity refers to its ability to differentiate between objects that have and do not have the same feature [Belyaev et al., 2023].

Conclusion

We have proposed an algorithm for identifying seismic generation zones. It involves analyzing 3 parameters: the density of “weak” zones; elevation distribution skewness; and values of modern areal deformation. We use the γ -operator from fuzzy logic to analyze these parameters and compare them with the configuration of areas with increased relative values of compressive stress, which were identified by computer modeling. It is shown that, without initial data, an analysis of only 2 parameters can be acceptable (without considering modern areal deformations). It is also possible to carry out modeling using information on potential active faults identified using the Y. V. Nechaev method [Nechaev, Yu. V., 2010] with DEM data. The testing of this algorithm using the example of Sakhalin Island has shown its effectiveness and allowed us to expand our knowledge of the configuration of seismic zones or, in Russian, “seismodomains”.

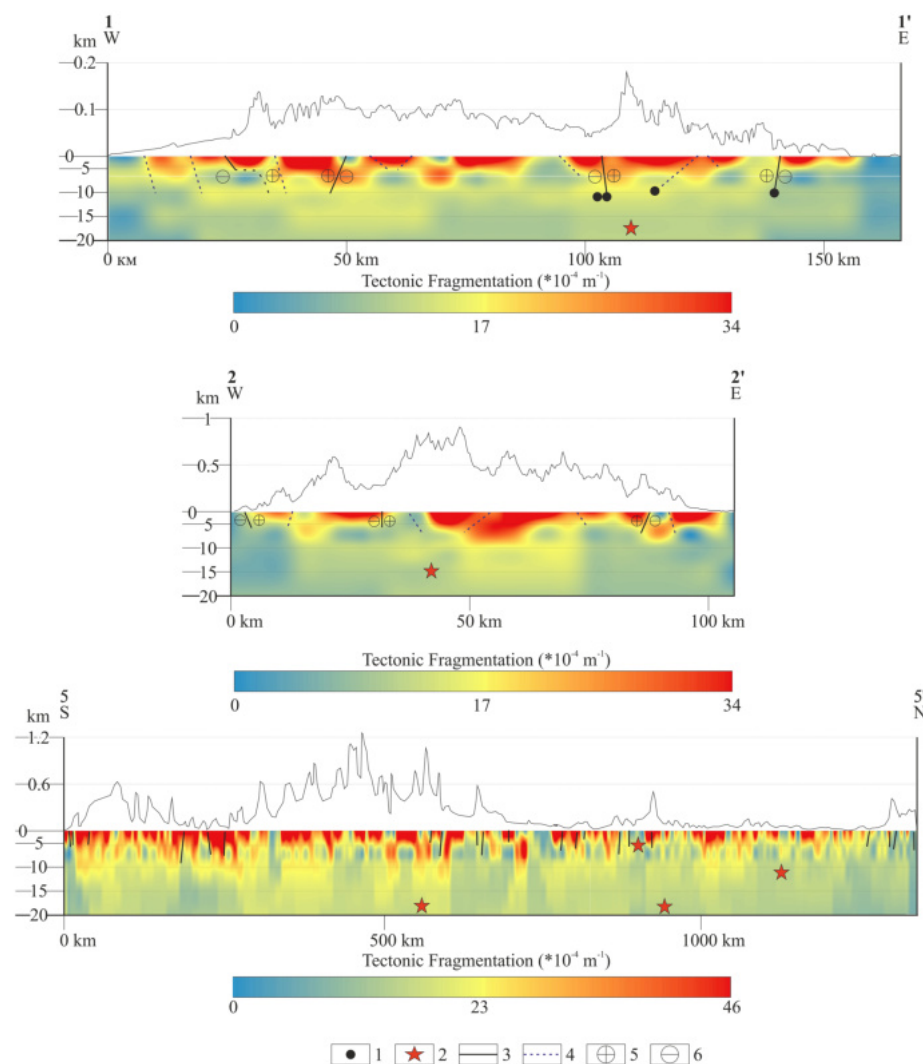


Figure 4. Profiles of tectonic fragmentation (Figure 2A) through the foci of the Neftegorsky (1–1') and Ulegorsky (2–2') earthquakes, and through the entire Sakhalin Island (5–5'). 1–2 – hypocenters of earthquakes with magnitude: 1 – $M < 5.5$, 2 – $M \geq 5.5$; 3 – faults [Zelenin et al., 2022] as seen from tectonic fragmentation perspective; 4 – “weak” zones as seen from tectonic fragmentation perspective; 5 – upthrown block of the fault; 6 – downthrown block.

Acknowledgements. This study was conducted as part of the state assignment of the IPE RAS (#075-01030-23), the state assignment of the IEPT RAS (#075-00605-24-00), the state assignment of the GC RAS (#075-01349-23-00), the state assignment of the IGE RAS (#122022400105-9) and the research project “Modeling of the latest geodynamic processes affecting seismicity and fluid permeability of sedimentary strata” (MSU named after M. V. Lomonosov).

References

- Belyaev, A. M., A. E. Mikhlin, and M. V. Rogachev (2023), *ROC analysis and logical regression in MedCalc*, 36 pp., National Medical Research Center of Oncology named after N. N. Petrova (in Russian).
- Delone, B. N. (1934), On the emptiness of the sphere, *Izvestiya Akademii Nauk SSSR*, (4), 793–800 (in Russian).
- Dzeboev, B. A., A. D. Gvishiani, I. O. Belov, V. N. Tatarinov, S. M. Agayan, and Yu. V. Barykina (2019), Strong-Earthquake-Prone Areas Recognition Based on an Algorithm with a Single Pure Training Class: I. Altai-Sayan-Baikal Region, $M \geq 6.0$, *Physics of the Earth*, (4), 33–47, <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019433-47> (in Russian).

- Gridchina, M. S., G. M. Steblov, I. S. Vladimirova, and A. V. Basmanov (2023), Investigation of the Lithospheric Plate Boundary Zone within Sakhalin Island Based on Satellite Geodesy Data, *Geophysical Research*, 24(4), 81–96, <https://doi.org/10.21455/gr2023.4-5> (in Russian).
- Gvishiani, A. D., B. A. Dzeboev, S. M. Agayan, I. O. Belov, and J. I. Nikolova (2021), Fuzzy Sets of High Seismicity Intersections of Morphostructural Lineaments in the Caucasus and in the Altai-Sayan-Baikal Region, *Journal of Volcanology and Seismology*, 15(2), 73–79, <https://doi.org/10.1134/s0742046321020032>.
- Kostenko, N. P. (1999), *Geomorphology*, 379 pp., Moscow University, Moscow (in Russian).
- Kulchinsky, R. G., E. P. Kharin, I. P. Shestopalov, A. D. Gvishiani, S. M. Agayan, and S. R. Bogoutdinov (2010), Fuzzy logic methods for geomagnetic events detections and analysis, *Russian Journal of Earth Sciences*, 11, RE4003, <https://doi.org/10.2205/2009ES000371> (in Russian).
- Lehner, B., and G. Grill (2013), Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems, *Hydrological Processes*, 27(15), 2171–2186, <https://doi.org/10.1002/hyp.9740>.
- Nechaev, Yu. V. (2010), *Lineaments and tectonic fragmentation: remote sensing of the internal structure of the lithosphere*, 215 pp., IPE RAS, Moscow (in Russian).
- Oskorbin, L. S. (1997), Seismogenic zones of Sakhalin and adjacent regions, *Problems of seismic hazard of the Far Eastern region*, pp. 157–178 (in Russian).
- RB-019-18 (2018), Safety Guide to the Use of Atomic Energy “Assessment of the Initial Seismicity of the Area and Site of a Nuclear Energy Use Object During Engineering Surveys and Research” (in Russian).
- Rebetsky, Yu. L., L. A. Sim, and A. V. Marinin (2017), *From slip surfaces to tectonic stresses. Methods and algorithms*, 234 pp., GEOS, Moscow (in Russian).
- Steblov, G. M., A. O. Agibalov, V. M. Makeev, V. P. Perederin, F. V. Perederin, and A. A. Sentsov (2023), On the problem of estimation of the maximum possible earthquake magnitudes on Sakhalin island by various methods, *Problems of Engineering Seismology*, 50(4), 25–35, <https://doi.org/10.21455/vis2023.4-2> (in Russian).
- Ulomov, V. I. (1987), Lattice model of focal seismicity and forecast of seismic hazard, *Uzbekistan Geological Journal*, (6), 20–25 (in Russian).
- United States Geological Survey (2023), Search Data Catalog, https://lpdaac.usgs.gov/product_search/?collections=MEaSURES+SRTM&status=Operational&view=list, (date of access: 01.01.2023).
- Zelenin, E., D. Bachmanov, S. Garipova, V. Trifonov, and A. Kozhurin (2022), The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset, *Earth System Science Data*, 14(10), 4489–4503, <https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>.
- Zimmermann, H.-J. (2001), *Fuzzy Set Theory - and Its Applications*, 435 pp., Springer Netherlands, <https://doi.org/10.1007/978-94-010-0646-0>.

NEW CONSTRAINTS OF INTERIOR FARS SEDIMENTARY BASIN ANALYSIS DURING ASMARI FORMATION (OLIGOCENE-LOWER MIOCENE) DEPOSITION, SOUTH IRAN

Maryam Yarem Taghloo Sohrabi¹, Bahman Soleimani^{*2}, Vahid Ahmadi³,
Dawood Jahani¹, Nader Kohansal Ghadimvand¹

¹Islamic Azad University, Northern Tehran Branch, Tehran, Iran

²Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

³Islamic Azad University, Shiraz Branch, Shiraz, Iran

* **Correspondence to:** Prof. Bahman Soleimani, soleimani_b@scu.ac.ir.

Abstract: Interior Fars region is an important geological province of Zagros basin due to historical events. The present paper focused on the time span of the Asmari deposition (Oligo-Lower Miocene) in Fars area bounded by Kazerun and Nezamabad faults. The studied samples of Asmari Formation were collected from 3 different stratigraphic sections A, B and C. The area is discussed in view of microfacies variation, sequence stratigraphy and environmental factors such as diagenetic processes and sea level changes. Microscopic studies led to identification 13 carbonate facies in this area. The results showed that the Asmari Formation has been deposited in a carbonate shelf in 5 sedimentary sub-environments including open sea, bar, lagoon, shoal and tidal flat. Basin changes were also compared with global sea level changes. Sequential stratigraphic evidence showed that the Asmari Formation consists of two sedimentary sequences of third order. The unconformity in the lower boundary of Asmari Formation with Jahrom Formation in sections-B and C can be ascribed to the result of Pyrenean orogenic phase activity in this area. The Asmari Formation in this area has been undergone extensively by diagenetic processes. Micritization, dolomitization, cementation, hematization, stylolitization, neomorphism and dissolution are among the important and noteworthy of diagenetic processes. The intensity of each process is a function of facies characteristics (fabric control). Microfacies data and sea level changes curve in local (the area), regional and global scales revealed that these facies are more correlated to the local sea level variation than others. The present study resulted to new main points related to the Fars basin evolution. Reactivation of faults (such as Kazerun and Nezamabad), regional sea level changes and Alpine orogenic phases impact (i.e., Pyrenean phase) have involved a major role in sedimentary facies distribution and basin evolution.

Keywords: Asmari Formation, Interior Fars, Pyrenean phase, sea level changes.

Citation: Sohrabi, Maryam Yarem Taghloo, Bahman Soleimani, Vahid Ahmadi, Dawood Jahani, and Nader Kohansal Ghadimvand (2024), New Constraints of Interior Fars Sedimentary Basin Analysis During Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene) Deposition, South Iran, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2005, EDN: SAJHWH, <https://doi.org/10.2205/2024es000868>

RESEARCH ARTICLE

Received: 15 February 2023

Accepted: 22 August 2023

Published: 6 May 2024



Copyright: © 2024. 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

The Zagros Basin has long been considered by researchers due to its significant hydrocarbon reserves and very young tectonic activity, as well as due to the shallowest oil horizon in southwestern Iran. Among these, the sedimentary carbonate platform sediments of the Asmari Formation (Oligo-Lower Miocene) deposited in the Zagros Basin have the greatest development in the Dezful embayment, including some of the largest oil reservoirs in the world and are therefore of particular importance *Bordenave and Hegre* [2005]. The Pyrenean orogenic phase has caused the gradual rise of the mountains of Central and Eastern Iran, Alborz and the formation of the central basins of Iran, the uplift of the Kopedagh and the regression marine of Zagros region. The inland basins of Iran have become playa after the Pyrenean phase. The orogeny phase activity is contemporaneous to the Asmari deposition in the Zagros region.

The type section of Asmari Formation (in Tang Gol Torsh) in Khuzestan province [Richardson, 1924] recorded two evaporitic members of Kalhor (southwest of Lorestan and northwest of Dezful embayment) and Ahvaz sandstone (south of Dezful embayment) [Haidari, Kh. et al., 2020; Yarem Taghloo Sohrabi et al., 2019]. The main lithology of Asmari Formation is limestone, dolomite and dolomitic limestone. What is acceptable today about the Asmari Formation was founded by Lees [1933]. Asmari base anhydrite, which lies beneath the calcareous layers, is also classified as a part of Asmari. In general, the Formation is continuously deposited on the deeper marine sediments of Pabdeh (Paleocene-Oligocene) and overlain by Gachsaran formations discontinuously in most areas.

The Asmari Formation in the interior Fars region has been studied by various researchers in view of sedimentary environment [Ahmadi et al., 2011; Akhzari et al., 2015; Mahmoodabadi, 2014], microfacies [Dehghanian et al., 2012, 2013], facies and biostratigraphy [Adabi et al., 2008; Allahkarampour Dill et al., 2010; Amirshahkarami et al., 2007a,b, 2010; Bahrami, 2009; Ehrenberg et al., 2007; Hakimzadeh and Seyrafian, 2008; Karami et al., 2020; Laursen et al., 2009; Nadjafi et al., 2004; Rahmani et al., 2009; Seyrafian and Hamedani, 2003; van Buchem et al., 2010; Vaziri-Moghaddam et al., 2005], paleoecology and biostratigraphy [Sooltanian et al., 2011], biostratigraphy, paleoecology and diagenesis [Seyrafian and Hamedani, 2003].

Therefore, according to the extensive studies of the Asmari Formation in the interior Fars Basin, it seems that there are several geological sections that should be studied. The present study is one of these cases. The main goal of this study is to analysis the microscopic facies, sedimentary environment and the influence of diagenetic processes on the microfacies of Asmari Formation in interior Fars in sections-A, B and C as well as the possible influences of Pyrenean phase activity on the related stratigraphic sequences.

Studied Stratigraphic Sections

To study the sedimentary environment of Asmari Formation in the study area (interior Fars), 3 stratigraphic sections of A, B and C were studied (Figure 1).

Section A is located 140 to 150 km to the SW of Shiraz. Asmari Formation with a thickness of 172.62 meters is located on Pabdeh Formation and below Gachsaran.

Section B is located 86km far from Shiraz in sought-eastern part of the province. The lower boundary of Asmari Formation with Jahrom Formation is discontinuous and its upper boundary with Razak Formation is steep and discontinuous. The thickness of Asmari Formation was 140 m.

Section C is marked on 35 km northwest of Shiraz. The Asmari Formation overlaps Jahrom Formation and its upper boundary is with Gachsaran Formation. The thickness of Asmari Formation in this section is 180 meters (Figure 1).

In view of geological structure, the area understudy is limited by two major faults, Kazerun and Nezamabad which will be described in brief.

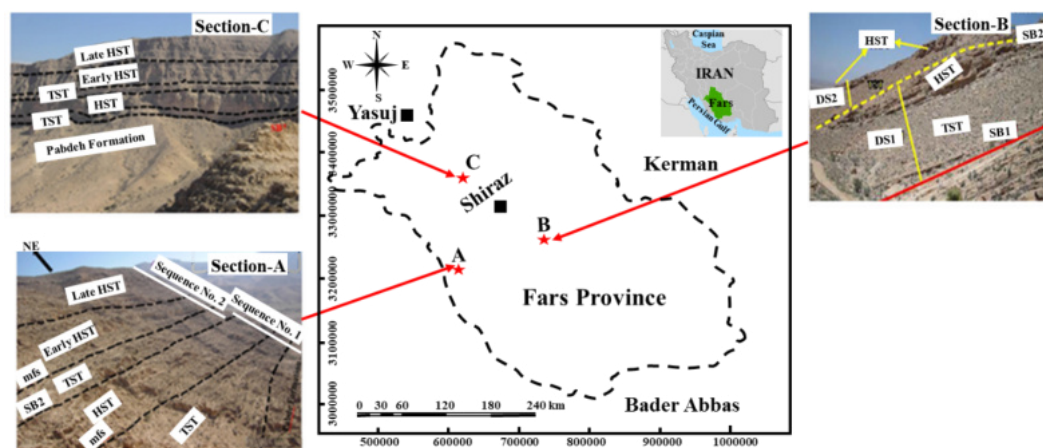


Figure 1. The position map and stratigraphic sections under study.

Kazerun fault. The Kazerun Fault is known as an active fault zone and defined to be an ancient (Early Cambrian) structural lineament in Zagros region [Sepehr and Cosgrove, 2004, 2005, 2007; Talbot and Alavi, 1996]. The zone activity controls the characteristics of structure, sedimentation, and subsidence as well as the hydrocarbon system of the belt. The Kazerun Fault has also a major effect on the distribution of the Cambrian Hormuz salt in two areals (more than 100 salt domes in the east and no traces in the west). Its reactivation during the geological time resulted in major sedimentary thickness and facies variations in Zagros and Fars regions.

Nezamabad. Nezamabad fault zone in despite of Kazerun fault is a sinistral strike-slip fault type with the strike of NE-SW. This fault along with Kazerun fault activities have caused complex structural deformations such as variation in axial plane and fold axis or facies changes in the region [Hosseinpour et al., 2019; Maleki et al., 2014, 2015]. However it is claimed that the activity of the Nezamabad fault in this area is limited to Jurassic and Cretaceous periods (Coniacian and Cenomanian) [Hosseinpour et al., 2017], but it is possible to be related to the Kazerun Fault and they have formed a fault system together. The Razak fault is also considered as another structural lineament in the eastern part. All these controlled the geometry of the sedimentary Fars basin as well as later structural deformation.

The final movement of the Iranian-Arabic plates has led to the closure of Neotethys and the creation of a foreland basin. Tectonic activity has played the most important role in the spatial changes of the Zagros Basin, while eustasy has been affected merely in the formation of stratigraphic geometry. It seems that these movements eventually led to the closure of the basin (i.e., after subduction and collision) [Allahkarampour Dill et al., 2010].

Materials and Methodology

In order to study the microscopic facies of Asmari Formation, about 450 thin sections were prepared and studied. The Dunham method [Dunham, 1962] has been used to characterize carbonate samples. Flügel [2010] and Wilson [1975] methods have been used in petrographic study and recognition of microfacies.

Based on field and petrographic studies of Asmari Formation in all studied sections, a wide range of carbonate facies was identified. To distinguish and identify carbonate facies, factors such as the type of components of carbonate rocks including orthochem, allochem, skeletal and non-skeletal grain types, grain size and their frequency percentage have been used.

Skeletal grains are more common including of miliolid, algae, nummulitid and alveolinid families, as with a higher percentage of miliolide and algae than others. Non-skeletal grains are mostly pellet and intraclast grains, the frequency of which in some samples reaches 50%.

Discussion

Basin analysis is essentially based on sea level changes in local and global scales which is reflected on microfacies frequency in the basin. Therefore, the purpose of this research paper is to compare the effects of Pyrenean orogeny phase in the Asmari Formation in terms of vertical changes of microfacies in different parts of the interior Fars sedimentary basin. In general, according to sequence stratigraphic studies, two sedimentary sequences of third order were identified for Asmari sediments [Yarem Taghloo Sohrabi et al., 2019].

Determined Microfacies

Microscopic examinations of Asmari Formation samples in the studied sections were resulted to identification of 13 carbonate microfacies. According to their vertical change observed in stratigraphic column, these facies were generally deposited in a carbonate shelf type basin during the Oligocene-Miocene period. These facies are classified in the five

sedimentary belts including (1) open marine, (2) back reef/barrier, (3) lagoon, (4) shoal and (5) tidal flat (Figure 2).

1. Open marine microfacies

Perforate and imperforate foraminifera packstone (MF1): The facies contains of 85% allochems including the usual hyaline perforate foraminifera of Nummulitids and porcelain imperforate foraminifera including Miliolids and Austrotrilina and a small percentage of intraclast and red algae which are indicating a transitional zone between lagoon and open marine (Figure 3a). Due to the coexistence of red algae and perforate and imperforate foraminifera in the mud, they can be interpreted as a lagoon part adjacent to the platform shoal. Nevertheless, wide spread of hyaline-walled foraminifera can be attributed to the initial parts of the shallow open sea and the middle ramp [Burchette and Wright, 1992]. The facies is comparable to RMF-14 and SMF-9.

Perforate foraminifera packstone (MF2): The facies having large benthic foraminifera is hyaline perforate type. Nummulitidae form about 80-90% of the main allochem of this facies (Figure 3b). The facies is indicating a micritic matrix that has been partly glauconitized (Figure 3c). The abundance of perforate foraminifera indicates that these sediments have been deposited in a shallow open sea environment between two key levels (normal waves (fair weather wave base- FWWB) and storm wave base-SWB) [Beavington-Penney et al., 2005]. The environment is characterized by normal salinity and somewhat turbulent. Hematitization process is occurred along stylolites (Figure 4j), dissolved veins, intragrain or vugs (due to weathering) and oxidation of iron bearing minerals as well [Scholle and Ulmer-Scholle, 2003; Tucker et al., 2001]. This microfacies is equivalent to RMF-2 and SMF-3.

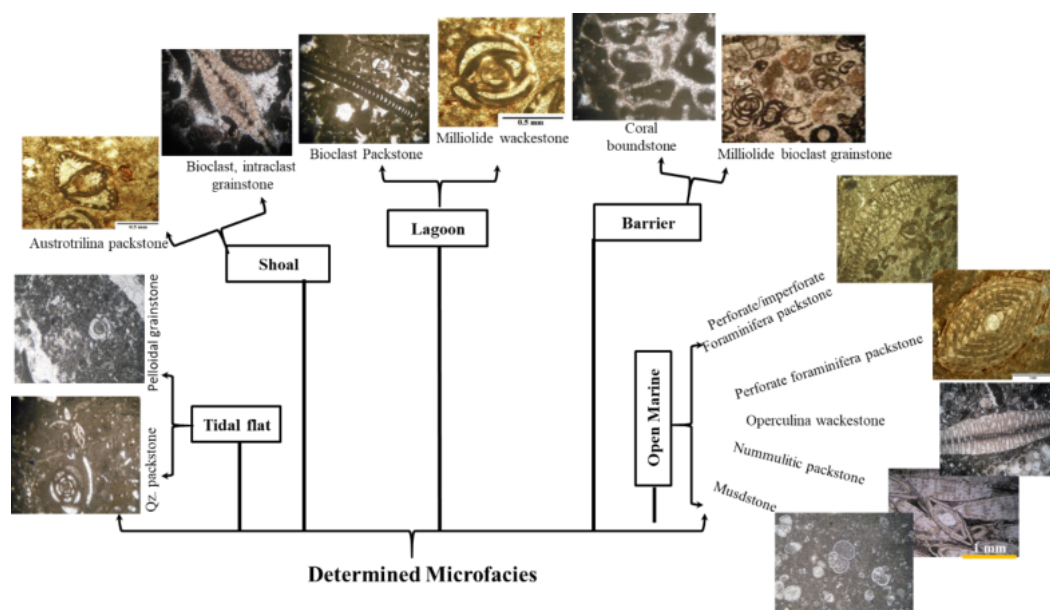


Figure 2. Microfacies and sedimentary belts detected in cross sections understudy of the Asmari Formation.

Operculina wackestone (MF3): The facies is defined by the frequency of hyaline perforate foraminifera, especially Operculina and large and elongated Lepidocyclinides (Nephrolepidina and Eulepidina) in the amount of 40 to 50% and other skeletal (such as echinoderm and bivalve) and non-skeletal (such as pellet) components are less than 10%. Generally, due to the large size of benthic foraminifera, the texture can also be considered as floatstone (Figure 3d). The sedimentary environment is between normal waves and storm surface in a shallow open sea of the middle ramp. The facies is comparable to RMF-2 and SMF-7, 8, 13.

Nummulitidae packstone/wackestone (MF4): It is characterized by the abundance of large perforate benthic such as Nummulitidae and large and elongated Lepidocyclinides with an average frequency of about 20 to 30% and a size of 1.2 to 1.6 mm in the packstone/wackestone matrix. Other skeletal components include coral, red algae, echinoderm, and mollusk (Figure 3e). Sorting and rounding are generally low. The presence of hyaline perforate tests indicates that sedimentation has taken place in the front part of the bar towards the sea [Vaziri-Moghaddam et al., 2010]. These are indicating an environment with normal salinity and the lowest sunlight on a carbonate ramp platform. The thinning and widening of these foraminifera occurs with increasing water depth, indicating a decrease in ambient light and energy. The facies is equal to RMF-13 and SMF-2.

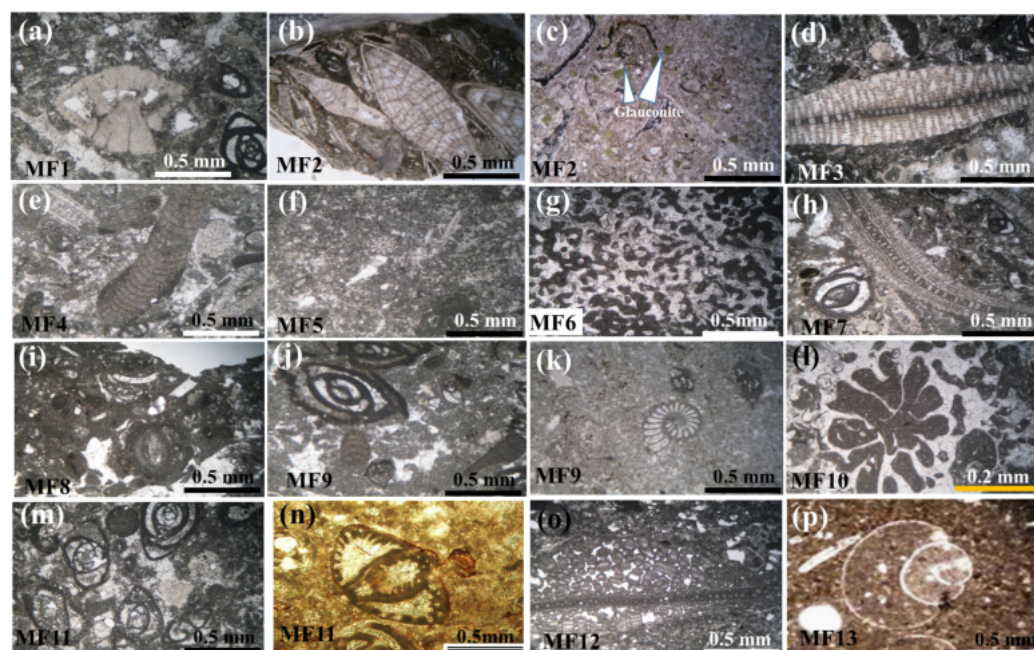


Figure 3. Photomicrographs of selected thin sections of determined microfacies: (a) Perforate and imperforate foraminifera packstone (MF1); (b, c) Perforate foraminifera packstone (MF2); (d) Operculina wackestone (MF3); (e) Nummulitidae packstone/wackestone (MF4); (f) Mudstone (MF5); (g) Coral boundstone (MF6); (h) Miliolidae bioclastic grainstone (MF7); (i) Miliolidae wackestone (MF8); (j, k) Bioclast wackestone/packstone (MF9); (l) Bioclastic (such as *Peneropolis* sp. and *Borelis* sp.) grainstone (MF10); (m, n) Austrotrilina packstone (MF11); (o) Peloidal Grainstone (MF12); (p) Quartzeous mudstone/packstone (MF13).

Mudstone (MF5): The facies presents entirely of micritic limestone with less than 10% of planktonic foraminifera (Figure 3f). The presence of deep-sea plankton bioclasts and abundance of micrite indicate a deep sedimentary environment. It is equivalent to RMF-1 and SMF-3.

2. Back reef microfacies

Coral boundstone (MF6): The facies is defined by the presence of in situ coral skeleton, without any fractures or skeletal debris. Granular cement and sometimes calcareous mud have been deposited in inter skeletal grains (inter granular porosity) of corals (Figure 3g). The MF6 was formed in the margin of the platform as patchy reefs which are located above the normal wave level [Wilson, 1975]. The porosity types are vuggy, intragranular and fracture. The sedimentary environment is the back reef/barrier and lagoon. The facies is equal to RMF-12 and SMF-7.

Miliolidae bioclastic grainstone (MF7): Skeletal allochems of benthic foraminifera such as Miliolidae and Alveolinidae families are identified with an average abundance of about 60 to 65% in a sparry cement (Figure 3h). This assemblage indicates grains

transportation and sedimentation in a barrier island environment [Ehrenberg *et al.*, 2007]. The presence of Miliolidae in grainstone is a marker of very shallow waters, semi/hyper saline state (relatively restricted and high energy) [Langer and Hottinger, 2000] MF7 is the most important and abundant microfacies in the Asmari Formation. The cementation process is predominant as sparry calcite which is supported by aragonite dissolution [Adabi and Rao, 1991; Choquette, Ph. W. and James, 1987; Tucker and Wright, 1990]. Furthermore, fenestral porosity is also reported in this condition [Choquette, Ph. W. and Pray, 1970] and detected in this area (Figure 4o). The facies is equal to RMF- 8 and SMF-7.

3. Lagoonal microfacies:

Miliolide wackestone (MF8): It is characterized by the frequency of small benthic foraminifera such as Miliolide (0.6 mm) and Ostracod with a less frequency (Figure 3i). The sponge spike is another skeletal component. The size of the components is in the range of lutite (silt to clay size sediments) and sorting is moderate. Bioturbation is the most important sedimentary structure. The sedimentary environment is a restricted lagoon having a relatively high stress conditions [Flügel, 2010]. The facies is equal to RMF-20, 26 and SMF-9 and 17.

Bioclastic wackestone/packstone (MF9): It is characterized by a variety of different benthic porcelain imperforate foraminifera including Peneropolis, Dendritina, Miliolidae and Borelis with an average frequency of 40 to 45% in a mud support packstone/wackestone (Figure 3j, 3k). The most important non-skeletal components are peloids and intraclasts with an average frequency of 10 to 15%, which are formed during the micritization process. The sedimentary environment is a lagoon that is confirmed by the lack of normal marine organisms and the abundance of imperforate foraminifera. Comparing to the Miliolidae wackestone, the facies has been deposited in the unrestricted parts of the lagoon due to the higher fossil diversity. This microfacies is equal to SMF-16 and RMF-20.

4. Shoal Microfacies

Bioclastic grainstone (MF10): In this microfacies, the size of foraminifera is high compared to other cases. The amount of lime mud is completely reduced while bioclasts make up the largest amount (55%). In addition to bioclasts such as Bryozoa and Echinoid spines, porcelain crust foraminifera such as Peneropolis and Borelis can be observed with a frequency of 30 to 35%. These bioclastic bars are formed above wave level but lower than the bar height. The intraclast percentage in this facies estimated to 15%. Due to the remove of lime mud, the porosity of the facies increased. All porosity types such as vug (Figure 3l) and fractures can be observed. RMF 26 and SMF-11 and 16.

Austrotrilina packstone (MF11): The facies presents about 40% of the skeletal allochem of the Miliolidae family, and Austrotrilina, which is deposited in a micritic matrix in a shoal environment (Figure 3m, 3n). This is comparable to RMF-26 and SMF-11 and 16.

5. Tidal Flat Microfacies

Peloidal Grainstone (MF12): This belt characterized with individual fauna including of gastropods, red algae and Ostracods. The environment defined by special structures such as lattice or fenestral, gradual graded bedding as well as regular and very thin bedding (Figure 3o). The facies represents a relatively high-energy tidal flat. The facies is equal to RMF-23 and SMF- 21.

Quartzeous mudstone/ packstone (MF13): The facies consists of lime mudstone/ packstone having fine quartz grains (up to 5–15%) in the size of silt to sand (Figure 3p). The frequency of 30% intraclast is significant. Lime to dolomitic mudstones are formed in the interior of tidal mud zones [Warren, 2010]. Dolomitization process was developed and dolomite crystals size vary between 16 and 62 microns. The facies is equal to RMF-22 and SMF- 25.

Diagenetic Processes

Thin sections petrographic study indicated that micritization, hematitization, cementation, compaction and pressure solution, dissolution, neomorphism and dolomitization are dominant in intervals under study (Figure 4 and Figure 5).

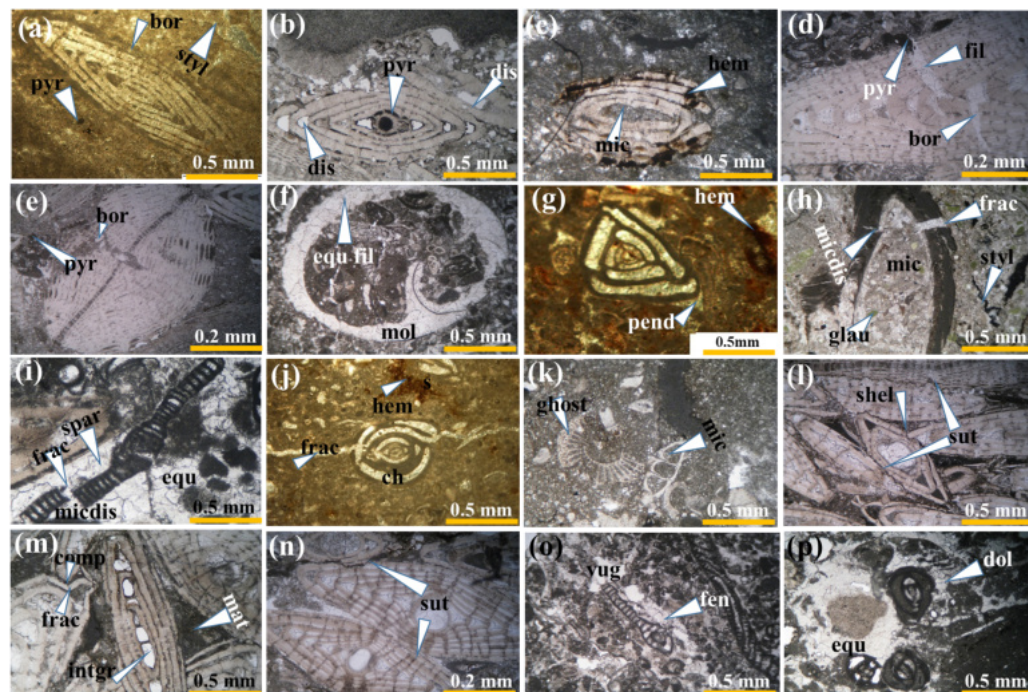


Figure 4. Selected thin sections displaying microfacies and diagenetic processes in stratigraphic cross sections under study: (a) Peripheral micritization of the cortex. Micritization is controlled by the location of microborings (arrow), pyritization, stylolitization, (b) pyritization and dissolution, (c) Hematitization and micritization, (d) boring, pyritization and pore filling, (e) boring and pyritization, (f) moldic and equant pore filling, (g) pendant cement beneath a Miliolide, hematitization, (h) Pervasive micritization of allochem, microdisplacement, stylolitization, fracturing, and glauconite, (i) microdisplacement, sparry and equant cement, fracture filling, (j) fracture filling, stylolitization and hematitization, chamber filling, (k) micritization and ghost allochem, (l) compaction and suturing contacts, (m) compaction and fracturing and intragrain porosity, (n) suturing contact and compaction, (o) fenestral and vuggy porosity, (p) sparry and equant cement and dolomite crystals. Abbreviations are: pyr – pyrite; styl – stylolite; dis – dissolution; bor – boring; frac – fracture; intgr – intragrain; mat – matrix; equ – equant; fen – fenestral; sut – suturing; dol – dolomite; he – hematite; shel – shelter; mic – micrite; comp – compaction; ch – chamber; fil – filling; glau – glauconite; mol – moldic; micdis – micro-displacement.

Micritization. Bathurst [1966] invented the term micritization to a process of original skeletal grain fabric alteration. The process believed to occur predominantly in shallow marine, or possibly meteoric to shallow burial environments [Wilson and Evans, 2002], and marine phreatic environment [El-Saiy and Jordan, 2007; Longman, 1980]. Micritization is common in the Asmari carbonates (Figure 4e, c, h, k). The data indicated two mechanisms are responsible for the process. The first one involved by micro-borer organisms living at or near the sediment–water interface [Brigaud et al., 2009; Garcia-Pichel, 2006; Llinas, 2002; Tucker and Wright, 1990; Vincent et al., 2007]. Micrite envelopes mostly developed around and within bioclasts as well as in matrix (Figure 4a, i, Figure 5c, j). The second is attributed to thermodynamic variation (alteration process) of environment [Alexandersson, 1972; Carrera, 2018; Reid and Macintyre, 1998; Salih et al., 2019]. In new conditions, the stability of previous large crystals is a function of pressure, temperature and fluids. Therefore,

allochem or sparry calcite replaced by micrite which is stable in new conditions. It means that products those are formed as a new fabric and having lower Gibbs energy.

As a main point it should be mentioned that in the studied sections, in most samples (MF-1 to MF-4; MF-8 & 9; MF-11 & 13), the micritization process was observed extensively. The process can be occurred during late diagenesis [Ahmad and Bhat, 2006; Sherman et al., 1999], or may be due to the microboring activity of endolithic cyanobacteria [Tucker and Wright, 1990]. In some cases the micritization is so severe that only a ghost of allochem remains (Figure 3c, Figure 4h, k).

Hematitization. In some facies of the Asmari Formation cubic pyrite/their hematite pseudomorphs scattered crystals were observed (Figure 4a–d, g, j). These opaque mineral represented reddish color in facies. Their origin is assigned to diagenetic process (telogenetic stage) in the base of DS1 after an erosion period which was dominated by an oxidation environment [Shogenova and Kleesment, 2006; van Houten, 1973] as well as arid climate [Shogenova and Kleesment, 2006]. Therefore, hematite was formed as pore filling (secondary origin) or scattering crystals (authigenic origin) in different diagenetic stages (early or late). Dolomitization process leading to increase of the Fe/Mg ratio and so decreasing the saturation degree of Fe-ion in solution. The process results in to precipitate iron oxides minerals.

Cementation. Cements in the Asmari sediments display a variety of fabrics in different lithofacies comprise of microsparry cement, isopachous cement, granular mosaic cement and pendant cement. Microsparry cement is characterized by microcrystals of relatively equal size (Figure 4i, p, Figure 5d). This cement is observed as pore and fracture filling cement which is most common in marine/meteoric phreatic zones [Adabi and Rao, 1991; Flügel, 2010], or in burial conditions where meteoric water is more saline [Flügel, 2010] as well as in anoxic conditions [Scholle and Halley, 1985].

Isopachous cement presents rims growing with equal thickness around allochems (bioclasts or grains) as microcrystalline crystals (Figure 5g–h). This cement is common in marine/vadose environments [Aghaei et al., 2014; Flügel, 2010; Heckel, Ph. H., 1983]. Isopachous cements indicate oversaturated fluid environments [Hosa and Wood, 2020]. Isopachous fibrous calcite (marine origin) and / or the equant calcite spar (meteoric vadose and phreatic origin) retarded the effect of chemical compaction. Parameters that control the geometry of cemented zones include permeability variations, and the fluids residence time [Claes et al., 2018; Menke et al., 2016, 2017].

Granular mosaic cement is a calcite cement that forms in interparticle pores or in the chambers of bioclasts. The crystals are small (less than 10 µm) and length and width are approximately the same. This cement is the characteristics of the meteoric-vadose and meteoric-phreatic zones as well as burial diagenesis [Madden et al., 2017]. Fractures cutting micritic and clay-rich matrix are filled by a later stage of calcite cement (Figure 4i–j).

Pendant or micro-stalactite-like cement [Longman, 1980] forms as droplet beneath the grains within vadose zone. This type of carbonate cement forms in deeper parts of the vadose zone, where more fluid is available, droplets of water can accumulate on the bottoms of grains [Morse and Mackenzie, 1990] reflecting the gravity impact (Figure 4g).

Drusy cement forms the lining and pore-filling (intraskelatal chambers) that is common in meteoric and burial environments. The crystal size increases towards the center of pore spaces (Figure 5c, l). This cement is commonly observed in allochem molds such as algae (Figure 5f) and other bioclasts molds.

Compaction (Physical and Chemical Types). The Asmari sediments display compactional effects as physical (mechanical) and chemical features. Physical compaction caused different mechanical mode such as slippage, deformation contact and fracturing and also decrease of primary interparticle porosity in grain-supported facies (Figure 4i, l, m–o). Skeletal (e.g., foraminifera, and echinoderms) and non-skeletal grains (pellet and clast) have been

fractured. In view of burial chemical compaction some of the sediment characteristics were changed. The main feature is pressure solution and stylolitization (Figure 4a, h).

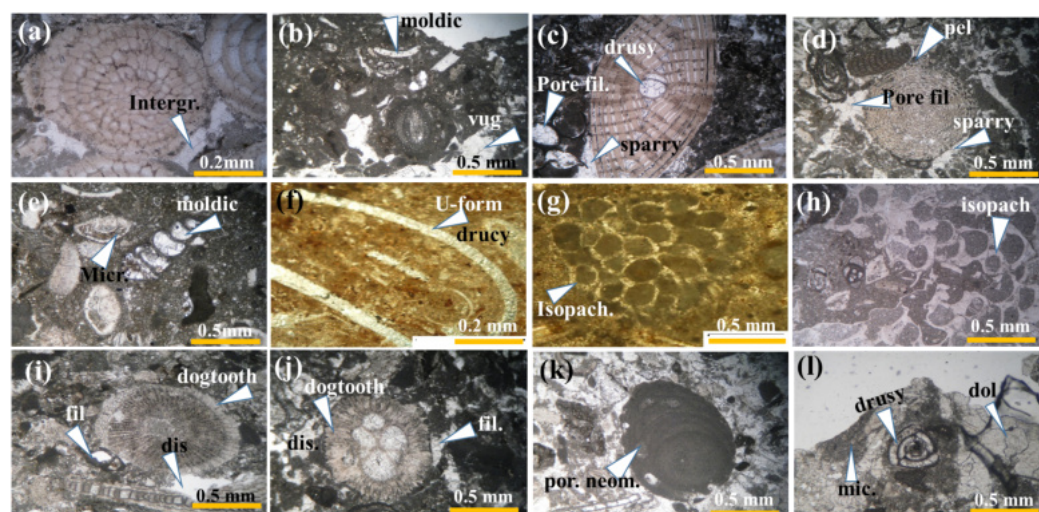


Figure 5. Selected thin sections indicating diagenetic processes in area under study: (a) Intergrains porosity, (b) vuggy and moldic porosity, (c) drusy and sparry cements, pore filling, (d) peloidal and sparry cements and pore filling, (e) moldic porosity and micritization, (f) algae moldic and drusy cement, (g, h) isopachous cement, (i, j) dissolution, peripheral dogtooth cement and pore filling, (k) porphyroid neomorphism, (l) micritization, dolomitization and drusy cement. Abbreviations are: mic – micrite; dol – dolomite; por – pore; fil – filling; dis – dissolution; isopach – isopachous; intergr – intergranular; pel – pellet.

Dissolution. The process is extensively occurred as partial dissolution (Figure 5a–f) or oversize pores. Moldic dissolution in the studied samples was pervasive. The moldic pores are filled with blocky cements, indicating a very early process [e.g., *Arzaghi and Afghah, 2014; Brigaud et al., 2009*]. Secondary porosity was generated by dissolution of grains and may be filled by blocky calcite. In some cases peloidal cement is also observed (Figure 5d).

Neomorphism/Recrystallization. Neomorphism is occurred in two types: dissolution and recrystallization [e.g., *Lakshitanov et al., 2018*] and solid state crystallization [*Bathurst, 1972; Dickson, 1978*]. In the first mechanism, recrystallization requires dissolution in pore fluids and precipitation on existing pores. The process is dominant in burial diagenesis. The presence of organic compounds has an important influence on recrystallization kinetics and acts as an inhibitor factor [*Lakshitanov et al., 2018*]. The second process which is common during diagenesis is solid state recrystallization. Recrystallization refers to any change (crystal volume, crystal shape or crystal lattice orientation) in the fabric of a mineral or monomineralic sediment [*Bathurst, 1972*]. The most visible characteristic of limestone in diagenesis is the increase of calcite crystal size (sparry content). The neomorphism process is pervasive and observed in most samples under study as pore filling (Figure 5a–f, j–l) and porphyroid states (Figure 5k). Peripheral dogtooth replacement (cement) was also formed (Figure 5i, j).

Dolomitization. Dolomitization is not pervasive in the Asmari sections except in individual horizons (MF-9 and MF-13). Based on dolomite fabric study [e.g., *Sibley and Gregg, 1987*], dolomites are fine to medium euhedral crystals (16–62 μm) and the size is up to 60 μm . These crystals are separated by mud (Figure 4p, Figure 5l) which are the residue of initial matrix. The euhedral dolomite rhombs mostly having cloudy or dusty cores resemble possible chemical variation from Fe rich in the inner core to Mg rich in outer parts of cores.

This is documented using Alizarine red-S to differentiate calcite and non-ferroan dolomite [Coniglio *et al.*, 2004]. Clear dolomite cements forms the edges of the rhombs.

Porosity. Porosity type depends on the facies and should be fabric control, and in some cases also related to deformation stresses. As evident from microscopic study, grains contain microfractures that those are straight-curvature traces, and in some cases formed veins (Figure 4h, i, j). These veins have been filled by sparry calcite. Compaction and tectonic stresses are responsible to produce these fractures [Poursoltani and Harati-Sabzvar, 2019]. Vuggy (Figure 5a), moldic (Figure 5b, e–f, l), dissolution (Figure 5i–j), intergrain (Figure 5a) and intragrain (Figure 5b, e), fenestral (Figure 5o) porosity types as well as fracture type (e.g., Figure 4h) can be observed in samples studied.

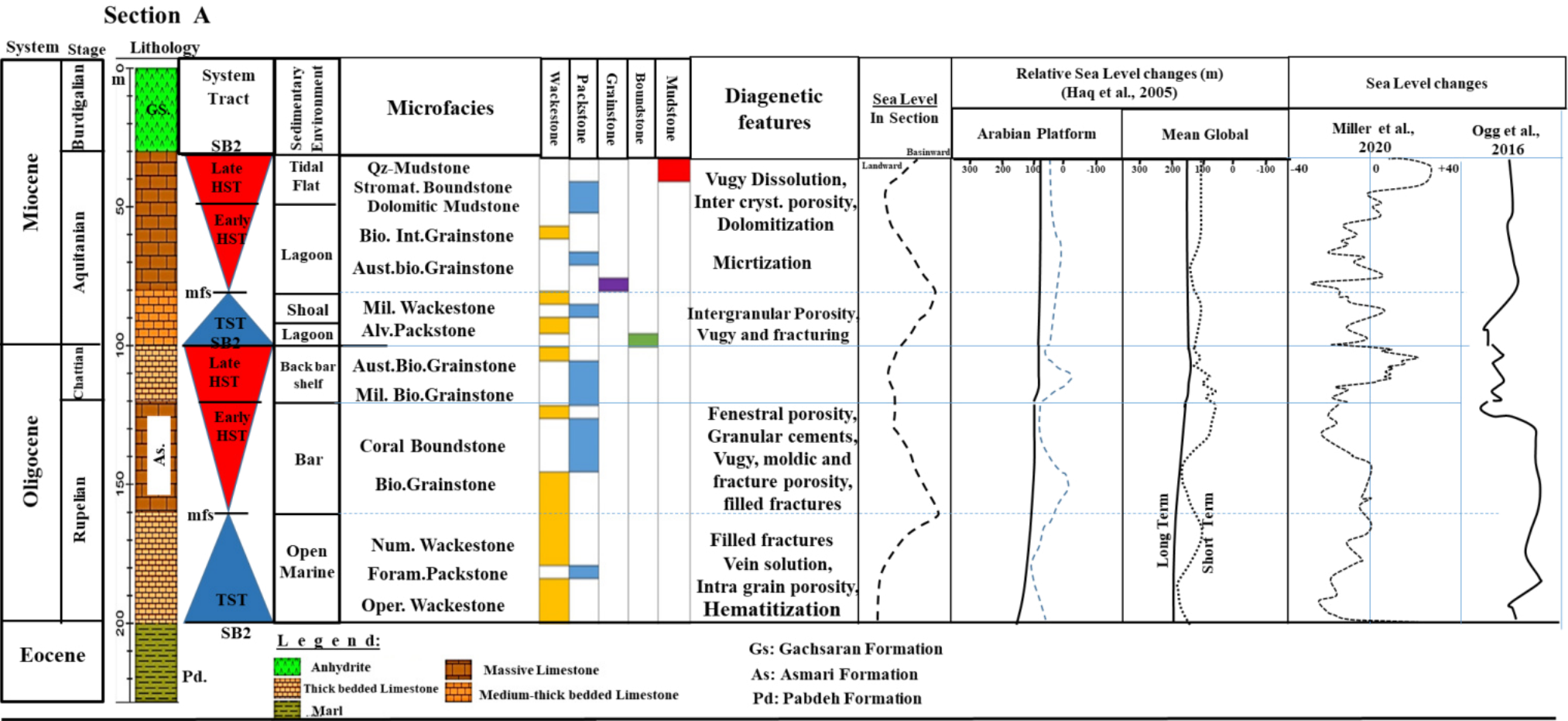
Depositional Sequence (DS) of the Studied Sections

Sedimentary sequence boundaries are the result of subaerial discontinuities [Vail and Mitchum, 1977; Vail *et al.*, 1977a,b,c]. The discontinuity is spatially equal to the sea water fall stage at the lowest level on the shoreline [Catuneanu, 2002]. Correlation concordance (sediment surface is equal to the terrestrial discontinuity surface) can be adapted to the sea floor at the beginning of a regression phase [Haq *et al.*, 1987, 1988; Posamentier and Jervey, 1988; Posamentier and Vail, 1988]. Nevertheless, there is another interpretation invoked by other researchers that this level is compatible with the sea floor at the end of the regression phase [Christie-Blick, 1991; van Wagoner *et al.*, 1988, 1990, 1991]. Although this idea agreed upon by some, Hunt and Tucker [1992, 1995], Hunt and Tucker, 1992, 1995, as well as Plint [1990] and Plint and Nummedal [2000], introduced a term of Falling stage systems tract (FSST), which is equal to a regression phase. Correlation is however difficult to detect in the shallow sea and can be detected through seismic data, but in the deep sea, it is easy to detect the submarine cone system below the sea level fall [Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009a,b].

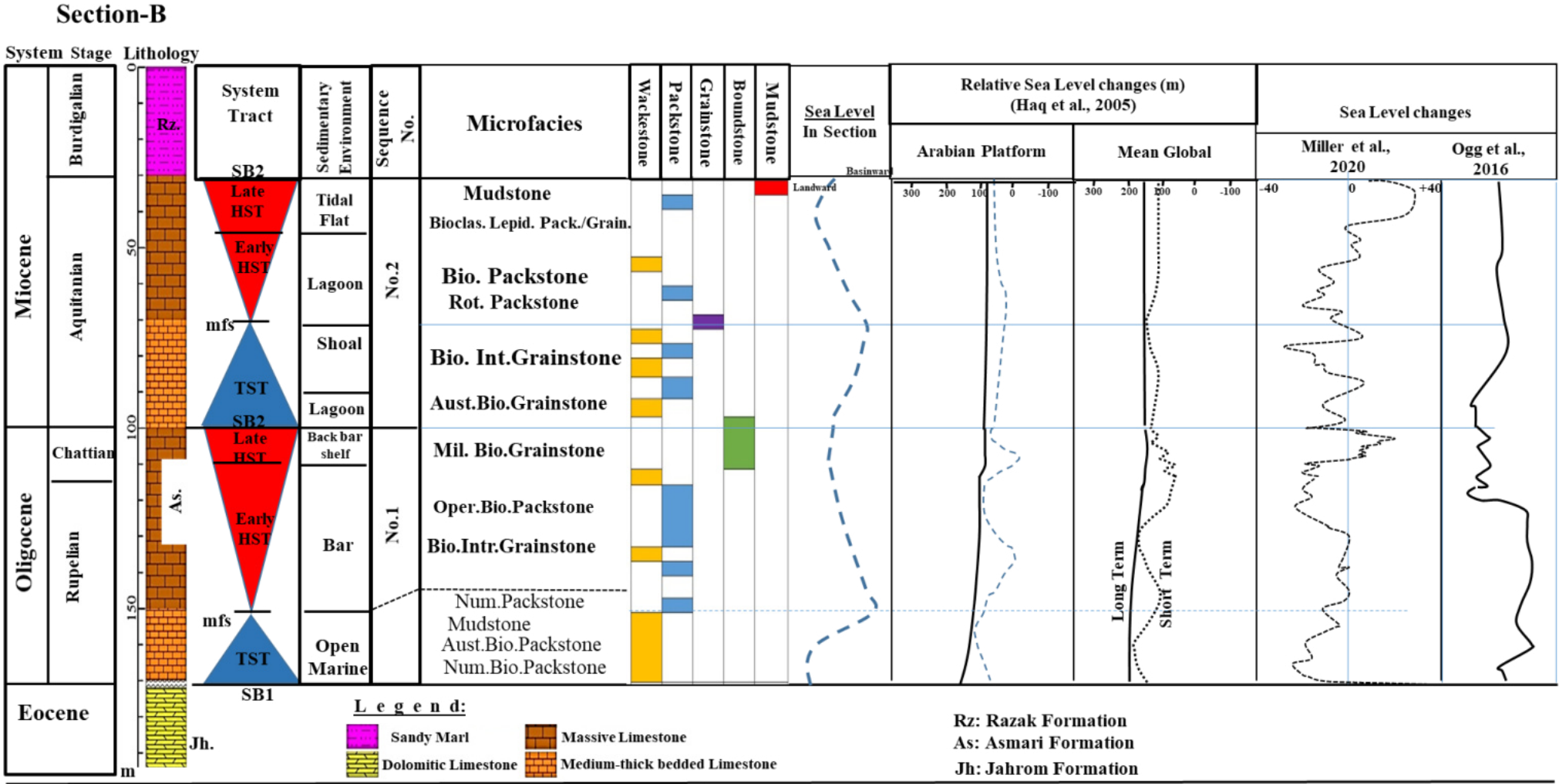
Two types of depositional sequences (DS) were identified through sedimentary facies analysis in this area including DS1 and DS2 (Figure 6). Sequence boundaries (SB) are determined by facies changes. In this regards, SB as either type 1 or type 2 are considered as a function of the rate of global sea-level fall or local sediment accommodation and [Catuneanu *et al.*, 2011; McLaughlin, 2005; Patzkowsky and Holland, 2012; van Wagoner *et al.*, 1988]. It can be also inferred that the subsidence rate is different in two types. Type 1 sequence boundary reflects an intense subaerial erosion comparing to type 2 which is characterized by a change in facies-stacking patterns as well as is minor in view of the basinwards shift in facies. So type 2 sequence boundary exhibits in contrast to type 1 sequence boundary, only little subaerial exposure [van Wagoner *et al.*, 1988].

First Depositional Sequence (DS1). In the section A (Rupelian to Chattian) in Oligocene, this sequence is limited by the Pabdeh Formation in the lower part as SB2 type and Gachsaran Formation in the upper part as SB2 type (falling sea level with a slow rate) (Figure 6 section A). The Asmari Formation with 102 m thick consisting of a sedimentary sequence of two strata of Transgressive Systems Tract (TST) (presents offshore environment sediments with the thickness of 40 m), and Highstand Systems Tract (HST) (the sediments of back reef/barrier and lagoon environments forming a thickness of 62 m) deposits. In view of overlapping parasequences the pattern of TST facies is a regressive one, and in HST is a fixed or growth form. The frequency of foraminifera are marked by agglutinated, hyaline and macrospheric shells in TST and microspheric forms in HST.

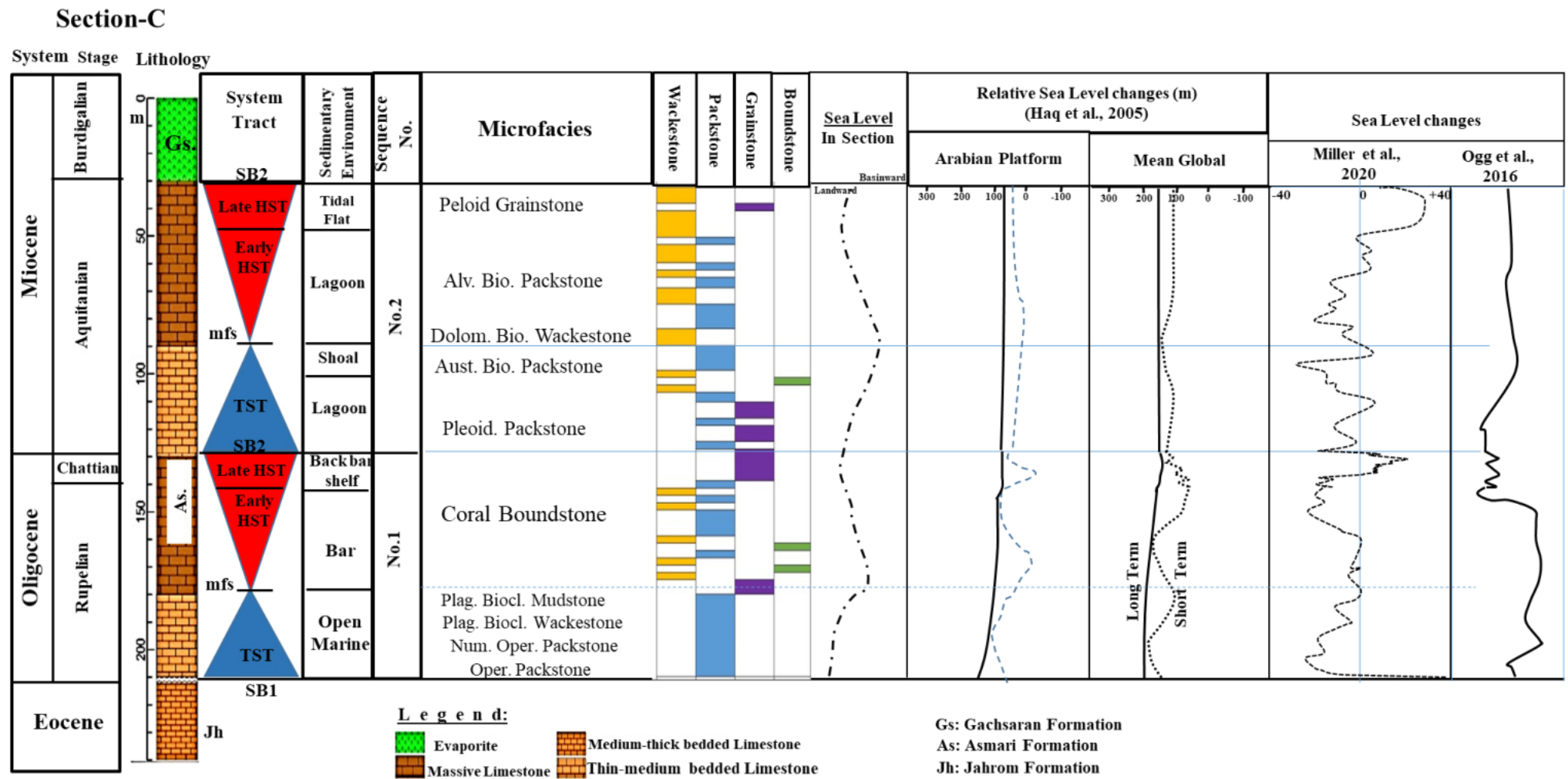
In section B (Rupelian-lower Aquitanian), this sequence with the thickness of 70 m presents SB1 type with Jahrom Formation and SB2 type boundary in Asmari Formation (Figure 5, section B). The thickness of TST facies (is about 20 m of sediments that are deposited in open sea condition. HST sediments with the thickness of 50 m are composed of bar and back barrier facies with the increasing layer thickness upward.



(a)



(b)



(c)

Figure 6. Lithostratigraphic facies and stratigraphic columns correlation of the Asmari Formation in different sections under study along with the sea level changes in the section comparing to the patterns of global sea level changes [Ogg et al., 2016] and Arabian plate [Haq and Al-Qahtani, 2005].

In section C (Rupelian to Chattian) with a thickness of about 80 meters which are deposited in two parts that 30 m in TST (open sea facies) and 50 m during HST period (barrier and the back barrier facies) (Figure 6, section C). These sediments show an increase in the layer thickness. The lower boundary of the sequence with the Pabdeh Formation is erosive (SB1 type) while the upper boundary is (SB2 type).

Second Depositional Sequence (DS2). The thickness of this sequence (Aquitanian) in the section A is 70 m, the lower and upper border is of SB2 type. The sequence presents thin layers. The thickness of TST facies (lagoon) is 21 m and HST facies (shoal and tidal flat) is 49 m. In view of the type of parasequence pattern, TST and HST facies show a regressive trend. The abundance of porcelain foraminifera in the HST facies is a main characteristic (Figure 6, section A).

Section B: This sequence with a thickness of 70 m consists of TST facies with a thickness of 30 m of middle to thick limestone layers with the sequence boundary of SB2 type deposited in lagoon and shoal environments. The TST sediments is followed by the HST facies with a thickness of 40 m of sediments deposited in lagoon and tidal flat environments. The HST sediments are limited by Jahrom Formation and Razak Formation (SB2) (Figure 6, section B).

Section C: This sequence (Aquitanian-Burdigalian) with a thickness of 100 m composed of TST facies (40 m) including thin to medium layer of limestone with the SB2 and HST facies (60 m) which are deposited in lagoon and shoal environment. The lower boundary of the sequence (with Pabdeh Formation) is SB1 and upper boundary (with Gachsaran Formation) is SB2 (Figure 5, section C). In general, the erosive discontinuity in the lower boundary of Asmari Formation in sections B and C can be ascribed to the Pyrenean phase activity in this region.

Sea Level Changes in the Area Understudy

The basin evolution in the area understudy is a geological part which is influenced by the Arabian platform events. The Arabian plate is undergoing a complex transformation history that has been strongly influenced by global sea level change. Although the Arabian shield remained relatively constant during the Phanerozoic period, the stratigraphy of the Arabian platform and pre-existing basin before the platform origin show a record of second- and third-cycle sequences differentiated by extensive local discontinuities. These erosive hiatus, or sediment-free hiatus, are created by large tectonic events on the margins of the platforms. An indication of these tectonic events is a change in the subsidence rate that has created or destroyed the sediment accumulation surfaces. Therefore, both eustasy and tectonic play a major role in the development of sedimentary sequences, the identification of the characteristics of reservoir and caprock facies on the Arabian plate [Haq and Al-Qahtani, 2005].

In the Late Eocene, the Arabian plate, after colliding with Asia, caused the closure of Neotethys Ocean and ended near the Late Oligocene. The movement of the Arabian plate to the northeast led to rifting of the western margin and exerted pressure to the northeast. The rifting process of the Gulf of Aden and the Red Sea may have begun in the Late Oligocene [Hughes and Beydoun, 1992; Hughes and Filatoff, 1995; Hughes and Johnson, 2005; Hughes et al., 1991, 1992, 1999] but was fully apparent in the Middle Miocene-Late Miocene. It is likely that the pressure exerted by the eastern part has supported the bending of the plate [Sharland et al., 2001].

The basins of Iran and Turkey have been subjected to a number of tectonic events that are partially responsible for reactivation local tectonic structures and the diversity of platform deposits. Platform maximum flooding surfaces (MFS) or transgression of the shelf are first detected by TST sediments that is covered by HST sediments. LST sediments equivalents are maintained only on the platform within the valleys (as residual sediments). Although Sharland et al. [2001] did not recognize sequence boundaries, but they did attempt to classify the main MFS events and connect them locally. Detection of main local MFS

events is very useful for drawing onlap curves. The effects of major tectonic events are divided into two categories: local (Arabian plate) and global responses [Geert *et al.*, 2001; Grabowski and Norton, 1995; Haq and Eysinga, 1998; Sharland *et al.*, 2001].

Long-term paleo-climate and paleo-oceanographic events are among the events that have taken place in surrounding of the Arabian platform, just like global events. Most of these events, based on the theories of Sharland *et al.* [2001], have been applied to local glaciers or to other global events [Haq and Eysinga, 1998]. The earliest period of the original hiatus (over 10 m.y.) occurred in the Oligocene, which may be a sign that the Arabian plate collided with Eurasia plate and the easternmost part of the Neotethys Ocean closed. A sea level fall also began during the Late Eocene, due to the expansion of the main ice cap ridges at the poles [Haq and Al-Qahtani, 2005].

The fault movement during the Middle Cretaceous using the isopach and facies maps of the Zagros indicates that the Kazerun fault zones and other basement faults (N-S trending structures) has also been generated several paleohighs [Koop and Stoneley, 1982; Setudehnia, 1978]. Salt diapirs upwelling along the fault zone is also another factor which are controlled the structural deformation style [e.g., Player, 1969]. All evidences indicated that there is no oil potential in the Fars region. It seems that the combination of all these parameters involved to introduce different subsidence rates in the basin. However, in the Late Cretaceous and early Tertiary the onset of collision was added as another important factor to support more heterogeneity in sedimentary sequences.

The role of pre-existing structures such as Kazerun, Nezamabad and Razak faults is important during the building of the Zagros-Fars basins. Reactivation of these inherited pre-existing faults occurred at the Cretaceous time [Razavi Pash *et al.*, 2021]. Therefore, sea level changes pattern in different geological section understudy revealed that those trends are relatively similar to that of Arabian plate during the time span of the Asmari deposition. These patterns are also comparable with the global sea level changes. However, there is some dissimilarity (such as sedimentary facies changes, the formation below the lower boundary of the Asmari Formation, the lack of coral deposits during the Rupelian of the section B) due to the local variation affected by internal factors.

Sedimentary Facies Changes and Pyrenean Orogeny Phase Relation

Microfacies analysis in the studied stratigraphic sections shows two sedimentary sequences of third order with differences in the thickness of stratigraphic sections. In sections B and C, it is affected by regional tectonics and starts with erosion discontinuity. Also, in section C, the essential conditions have been developed for the formation of coral facies. This stratigraphic correlation reveals that factors other than eustasy process have controlled the distribution of Asmari facies. However, the small-scale changes of global sea level variation on the Asmari Formation are highly influenced locally.

The changes in the relative curves of the sea level for the studied sections are in good agreement with the sequences of the Arabian plate pattern. In these stratigraphic sections, the upper and lower contact surfaces of the Asmari sequence correspond to the decrease in sea level on a global scale; the observed differences are probably due to internal tectonic processes (Figure 7). In this regard, reactivation of faults such as Kazerun and Nezamabad faults along with changes in sea level and the effects of Alpine orogenic phases (i.e., Pyrenean phase) have played a major role in changes in stratigraphic thickness and geometry of the basin (Figure 8).

These faults reactivation seems to be the main controlling factors of the basement deformation [Razavi Pash *et al.*, 2021]. It seems this feature has been affected on the sedimentation rate and microfacies distribution in the interior Fars Basin during Asmari deposition. As well as they impacted on the hydrocarbon potential of this area [Hosseinpour *et al.*, 2017]. These activities are most probably more intense in the northern section (section C) than other parts in the area understudy respect to observed sequence boundary type and sediments thickness.

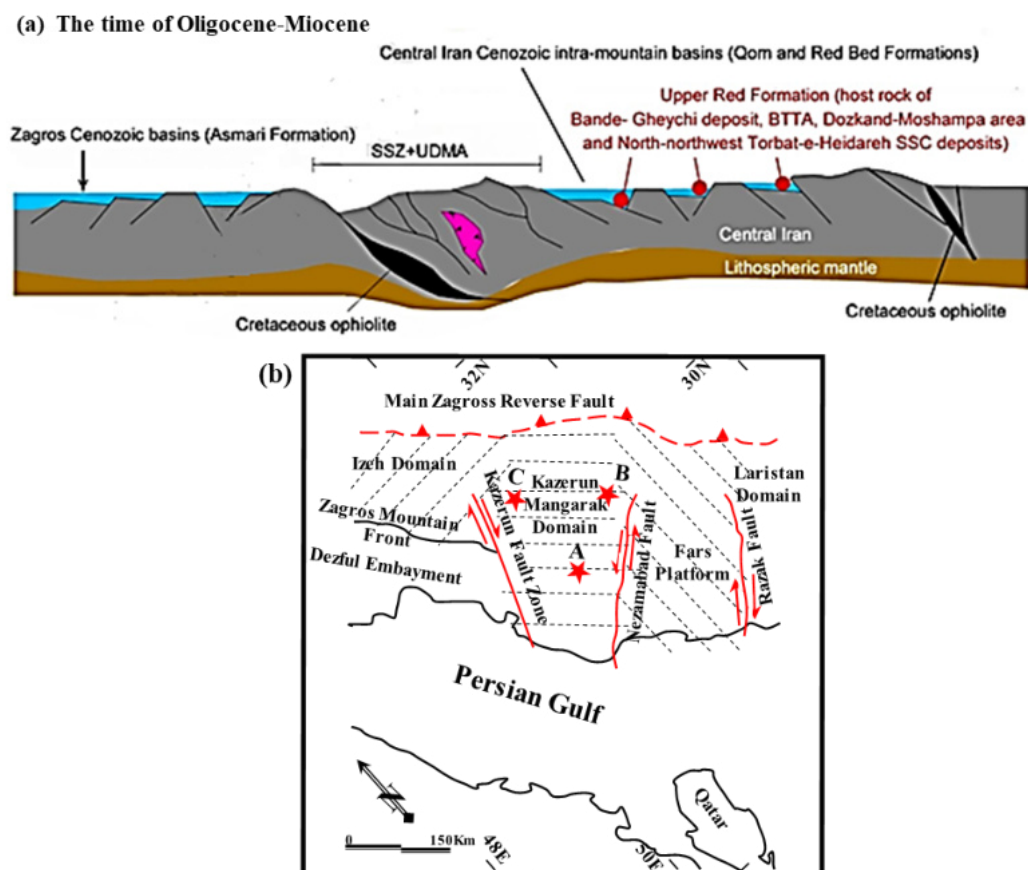


Figure 7. (a) Structural cross sections of the Asmari Formation during Oligo-Miocene period [Maghfouri et al., 2020] and (b) faults positions which are bounded the Fars platform [Razavi Pash et al., 2021].

*Notes: UDMA – Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, SSZ – Sanandaj-Sirjan Zone.

Therefore it seems that several factors such as local and global sea level scales, and fault activity (due to Alpine orogeny in particular or with emphasis to Pyrenean phase) during the Asmari deposition influenced on sedimentary facies distribution. Thus, it is impossible to ignore them in the interpretation of microfacies development, sedimentary sequences, and basin analysis.

Conclusion

Microfacies distribution and sea level changes in 3 studied stratigraphic sections of Asmari Formation provided the following main points concerning to the sedimentary basin analysis in the interior Fars region (south of Iran).

There is a specific discontinuity between Asmari Formation and Jahrom Formation (in lower part) in section B which is not observed in the other stratigraphic sections.

Microscopic thin sections study of the Asmari Formation samples led to identify 13 microfacies that were deposited in 5 belts on a carbonate platform (carbonate shelf type) during the time span of Oligocene-Miocene. Sedimentary environment and microfacies variation from the basin towards the shallow conditions are of (a) Open sea (including of MF1 – packstone with perforate and imperforate foram, MF2 – packstone with perforate foram, MF3 – Operculina wackestone, MF4 – Nummulitidae wackestone/packstone, and MF5 – Mudstone), (b) bar (MF6 – coral boundstone, MF7 – Miliolide bioclastic grainstone), (c) Lagoon (MF8 – Miliolide wackestone, MF9 – bioclast wackestone/packstone), (d) shoal (MF10 – intraclast bioclast grainstone, MF11 – Austrotrilina grainstone), (e) tidal flat (MF12 – pelloidal grainstone, MF13 – Quartz bearing packstone/mudstone).

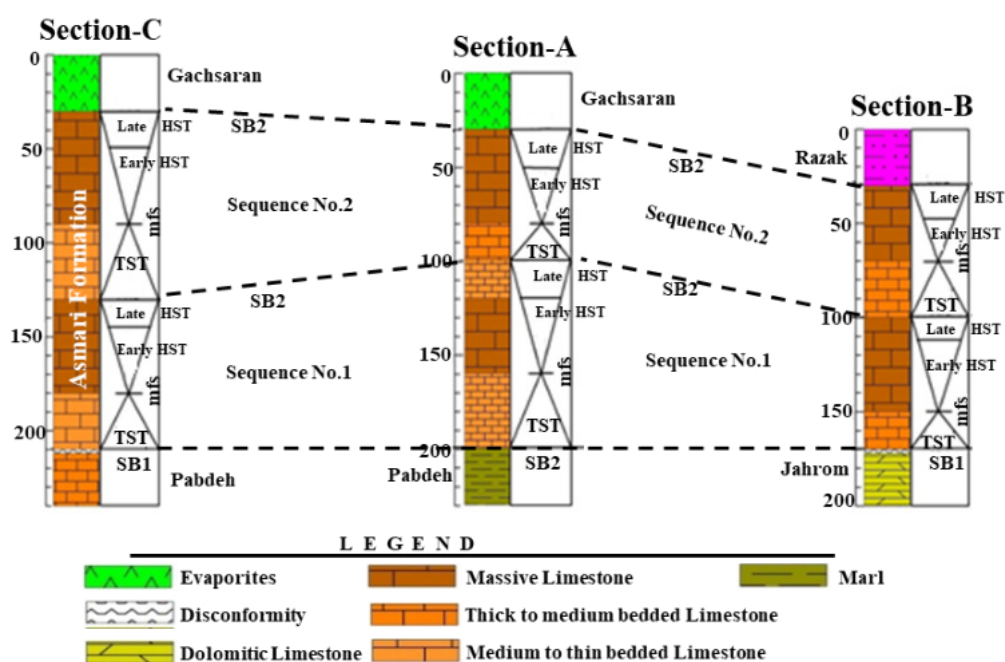


Figure 8. Sedimentary sequences correlation in different cross sections under study.

*Notes: HST – Highstand System Tract, LST – Lowstand System Tract, SB – Sequence Boundary, MFS – Maximum Flooding Surface.

The Asmari sediments was affected intensely by diagenetic processes such as micritization, hematitization, cementation, compaction and pressure solution, dissolution, neomorphism and dolomitization. These processes are dominant in 3 geological sections under study. Porosity is also varied and controlled by sedimentary fabric. The porosity types are including of vuggy, moldic, dissolution, intergrain, intragrain, and fenestral as well as fracture type. The presence of fractures along with fine dislocations is evidence of active tension in the area.

Microfacies variation and global sea level changes of sequence stratigraphic under study not only appeared two sequences of third order but also revealed the effect of Pyrenean phase activity in this area as well as reactivation of faults. This activity is supported by the presence of the erosion discontinuity in the lower boundary of Asmari Formation with Jahrom and Pabdeh formations in geological cross sections of B and C.

The present results evidenced that several factors such as local and global sea level changes, and fault activity (Pyrenean phase) during the Asmari deposition are influenced on sedimentary facies distribution. Thus, fault activity analysis is so important in this province to get the accurate facies interpretation and structural deformation. Therefore, it is proposed to involve their effects in the Fars basin analysis and petroleum aspects interpretation.

Acknowledgments. I thank the K-NET and KiK-net Digital Strong-Motion Seismograph Network of Japan for the records of the 2024 Noto earthquake and the profiling data. The work was supported by RSF grant 23-27-00316.

References

- Adabi, M. H., and C. P. Rao (1991), Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of upper Jurassic carbonates (Mozduran formation), Sarakhs area, Iran, *Sedimentary Geology*, 72(3–4), 253–267, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90014-5).
- Adabi, M. H., A. Zohdi, A. Ghabeishavi, and H. Amiri-Bakhtiyar (2008), Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in

- Zagros Basin, SW Iran, *Facies*, 54(4), 499–512, <https://doi.org/10.1007/s10347-008-0151-7>.
- Aghaei, A., A. Mahboubi, R. M. Harami, M. Nadjafi, and G. J. Chakrapani (2014), Carbonate diagenesis of the upper Jurassic successions in the west of Binalud - Eastern Alborz (NE Iran), *Journal of the Geological Society of India*, 83(3), 311–328, <https://doi.org/10.1007/s12594-014-0044-z>.
- Ahmad, A. H. M., and G. M. Bhat (2006), Petrofacies, provenance and diagenesis of the dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachchh sub-basin, Western India, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(6), 857–872, <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2005.08.005>.
- Ahmadi, V., A. Zavarei, A. Motaharian, and M. Munt (2011), Gastropods identification of Asmari Formation in Shamsabad and Runiz stratigraphic sections in south-east of Shiraz (Fars Province), *Scientific Quaternary Journal of Geosciences*, 21(8), 95–102, <https://doi.org/10.22071/GSJ.2011.54445>.
- Akhzari, S., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam (2015), Oligocene microfacies and sedimentary environment of the Asmari Formation at northwest of Deris village, west of Fars province and thickness, age and sedimentary environment correlation with three other sections in Zagros Basin, *Iranian Journal of Petroleum Geology*, 5(9), 43–58 (in Persian).
- Alexandersson, T. (1972), Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments, *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 3(7), 201–236.
- Allahkarampour Dill, M., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam (2010), The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy, *Carbonates and Evaporites*, 25(2), 145–160, <https://doi.org/10.1007/s13146-010-0021-6>.
- Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri (2007a), Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6), 947–959, <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2006.06.008>.
- Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri (2007b), Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Southwest Iran, *Historical Biology*, 19(2), 173–183.
- Amirshahkarami, M., A. Ghabishavi, and A. Rahmani (2010), Biostratigraphy and paleoenvironment of the larger benthic foraminifera in wells sections of the Asmari Formation from the Rag-e-Safid Oil Field, Zagros Basin, Southwest Iran, *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 26, 63–84.
- Arzaghi, S., and M. Afghah (2014), Diagenetic aspects of the Lower Paleocene Sachun Formation carbonates, Zagros Basin, southwestern Iran, *Journal of Earth Science*, 25(5), 884–894, <https://doi.org/10.1007/s12583-014-0480-0>.
- Bahrami, M. (2009), Stratigraphy, microfacies and sedimentary environments of Asmari Formation at Tang-e-Bolhayat, north of Kazerun, Fars Province, Iran, *Geophysical Research Abstracts*, 11(EGU2009-4728).
- Bathurst, R. G. C. (1966), Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites, *Geological Journal*, 5(1), 15–32, <https://doi.org/10.1002/gj.3350050104>.
- Bathurst, R. G. C. (1972), Neomorphic Processes in Diagenesis, in *Carbonate Sediments and their Diagenesis*, chap. 12, pp. 475–516, Elsevier, [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)70906-3](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(08)70906-3).
- Beavington-Penney, S. J., V. Paul Wright, and A. Racey (2005), Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia, *Sedimentology*, 52(3), 537–569, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00709.x>.
- Bordenave, M. L., and J. A. Hegre (2005), The influence of tectonics on the entrapment of oil in the dezful embayment, Zagros foldbelt, Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 28(4), 339–368, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2005.tb00087.x>.
- Brigaud, B., Ch. Durllet, J.-F. Deconinck, B. Vincent, J. Thierry, and A. Trouiller (2009), The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France), *Sedimentary Geology*, 222(3–4), 161–180, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.002>.
- Burchette, T. P., and V. P. Wright (1992), Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, 79(1–4), 3–57, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).

- Carrera, M. F. L. (2018), Diagenesis characterization and modeling of carbonate rocks: application to Mississippian lime (Oklahoma, United States of America), phdthesis.
- Catuneanu, O. (2002), Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls, *Journal of African Earth Sciences*, 35(1), 1–43, [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00004-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00004-0).
- Catuneanu, O., V. Abreu, J. P. Bhattacharya, M. D. Blum, R. W. Dalrymple, et al. (2009a), Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth-Science Reviews*, 92(1–2), 1–33, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>.
- Catuneanu, O., V. Abreu, J. P. Bhattacharya, M. D. Blum, R. W. Dalrymple, et al. (2009b), Reply to the comments of W. Helland-Hansen on "Towards the standardization of sequence stratigraphy" by Catuneanu et al. [Earth-Sciences Review 92(2009)1–33], *Earth-Science Reviews*, 94(1–4), 98–100, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.004>.
- Catuneanu, O., W. E. Galloway, Ch. G. S. T. C. Kendall, A. D. Miall, H. W. Posamentier, A. Strasser, and M. E. Tucker (2011), Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature, *Newsletters on Stratigraphy*, 44(3), 173–245, <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>.
- Choquette, Ph. W., and N. P. James (1987), Diagenesis #12. Diagenesis in Limestones – 3. The Deep Burial Environment, *Geoscience Canada*, 14(1), 3–35.
- Choquette, Ph. W., and L. C. Pray (1970), Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates, *AAPG Bulletin*, 54, 207–250.
- Christie-Blick, N. (1991), Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences, *Marine Geology*, 97(1–2), 35–56, [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90018-Y](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90018-Y).
- Claes, S., F. H. Nader, and S. Youssef (2018), Coupled experimental/numerical workflow for assessing quantitative diagenesis and dynamic porosity/permeability evolution in calcite-cemented sandstone reservoir rocks, *Oil & Gas Science and Technology - Revue d'IFP Energies nouvelles*, 73, 36, <https://doi.org/10.2516/ogst/2018027>.
- Coniglio, M., R. Frizzell, and B. R. Pratt (2004), Reef-capping laminites in the Upper Silurian carbonate-to-evaporite transition, Michigan Basin, south-western Ontario, *Sedimentology*, 51(3), 653–668, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00641.x>.
- Dehghanian, M. S., K. Khosrotehrani, M. Afghah, and F. Keshani (2012), Microfacies Study of Asmari Formation in the Northwest and Southeast of Shiraz, Iran, *Advances in Environmental Biology*, 6(2), 556–563.
- Dehghanian, M. S., B. Asgari Pirbalouti, and H. R. Masoumi (2013), Oligocene-Miocene Microfacies Study of Asmari Formation (NWSE of Shiraz, Iran), *Iranian Journal of Earth Sciences*, 5, 66–73.
- Dickson, J. A. D. (1978), Neomorphism and recrystallization, in *Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science*, pp. 753–757, Springer Berlin Heidelberg, https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7_143.
- Dunham, R. J. (1962), Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, in *Classification of Carbonate Rocks-A Symposium*, pp. 108–121, American Association of Petroleum Geologists.
- Ehrenberg, S. N., N. A. H. Pickard, G. V. Laursen, S. Monibi, Z. K. Mossadegh, T. A. Svåná, A. A. M. Aqrawi, J. M. McArthur, and M. F. Thirlwall (2007), Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 30(2), 107–128, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107.x>.
- El-Saiy, A. K., and B. R. Jordan (2007), Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates, *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(1), 35–43, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.03.004>.
- Flügel, E. (2010), *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, 984 pp., Springer Berlin Heidelberg, <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>.
- Garcia-Pichel, F. (2006), Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial phototrophs, *Sedimentary Geology*, 185(3–4), 205–213, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.013>.
- Geert, K., A. M. Afifi, S. A. Al-Hajri, and H. J. Droste (2001), Paleozoic Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Arabian Plate, *GeoArabia*, 6(3), 407–442, <https://doi.org/10.2113/geoarabia0603407>.

- Grabowski, G. J., and I. O. Norton (1995), Tectonic controls on the stratigraphic architecture and hydrocarbon systems of the Arabian Plate, in *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1995*, pp. 413–430, Society of Exploration Geophysicists, <https://doi.org/10.1190/1.1887546>.
- Haidari, Kh., A. Amini, M. AleAli, A. Solgi, and J. Jafari (2020), Distribution pattern of Ahwaz sandstone and Kalhur evaporite members of Asmari Formation in Dezful Embayment and Abadan plain, a basis for stratigraphic traps studies, *Geopersia*, 10(1), 53–63, <https://doi.org/10.22059/geope.2019.275999.648463>.
- Hakimzadeh, S., and A. Seyrafian (2008), Late oligocene-early miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Asmari Formation south Yasuj, north-central Zagros basin, Iran, *Carbonates and Evaporites*, 23(1), 1–10, <https://doi.org/10.1007/BF03176247>.
- Haq, B. U., and V. Al-Qahtani (2005), Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform, *GeoArabia*, 10(2), 36.
- Haq, B. U., and V. Eysinga (1998), A geological time table.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail (1987), Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic, *Science*, 235(4793), 1156–1167, <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail (1988), *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*, in *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*, pp. 71–108, SEPM (Society for Sedimentary Geology), <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0071>.
- Heckel, Ph. H. (1983), Diagenetic Model For Carbonate Rocks In Midcontinent Pennsylvanian Eustatic Cyclothems, *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 53, <https://doi.org/10.1306/212f82b0-2b24-11d7-8648000102c1865d>.
- Hosa, A., and R. Wood (2020), Order of diagenetic events controls evolution of porosity and permeability in carbonates, *Sedimentology*, 67(6), 3042–3054, <https://doi.org/10.1111/sed.12733>.
- Hosseinpour, M., Z. Maleki, and M. leali (2017), Evaluation of Hydrocarbon Potential in the Jahrom Area, Interior Fars, Zagros, *Open Journal of Geology*, 07(03), 429–442, <https://doi.org/10.4236/ojg.2017.73029>.
- Hosseinpour, M., M. Arian, Z. Maleki, and M. Ghorashi (2019), Fractal analysis of the effect of the Nezamabad fault on the lineaments related to fold: A case study of the Khaftar anticline, Zagros, Iran, *Tectonics*, 10, 1–14.
- Hughes, G. W., and Z. R. Beydoun (1992), The Red Sea-Gulf of Aden: biostratigraphy, lithostratigraphy and palaeoenvironments, *Journal of Petroleum Geology*, 15(s3), 135–156, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1992.tb00959.x>.
- Hughes, G. W., and J. Filatoff (1995), New biostratigraphic constraints on Saudi Arabian Red Sea pre- and syn-rift sequences, in *Middle East petroleum geosciences*, pp. 517–528, Gulf Petrolink.
- Hughes, G. W., and R. S. Johnson (2005), Lithostratigraphy of the Red Sea Region, *GeoArabia*, 10(3), 49–126, <https://doi.org/10.2113/geoarabia100349>.
- Hughes, G. W., O. Varol, and Z. R. Beydoun (1991), Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 8(3), 354–358, [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(91\)90088-I](https://doi.org/10.1016/0264-8172(91)90088-I).
- Hughes, G. W., S. Abdine, and M. H. Girgis (1992), Miocene biofacies development and geological history of the Gulf of Suez, Egypt, *Marine and Petroleum Geology*, 9(1), 2–28, [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(92\)90002-V](https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90002-V).
- Hughes, G. W., D. J. Grainger, A.-J. Abu-Bshait, and M. J. Abdul-Rahman (1999), Lithostratigraphy and Depositional History of Part of the Midyan Region, Northwestern Saudi Arabia, *GeoArabia*, 4(4), 503–542, <https://doi.org/10.2113/geoarabia0404503>.
- Hunt, D., and M. E. Tucker (1992), Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall, *Sedimentary Geology*, 81(1–2), 1–9, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90052-S](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90052-S).
- Hunt, D., and M. E. Tucker (1995), Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply, *Sedimentary Geology*, 95(1–2), 147–160, [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)00123-C](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)00123-C).

- Karami, S., V. Ahmadi, H. Sarooe, and M. Bahrami (2020), Facies analysis and depositional environment of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, in Interior Fars (Zagros Basin, Iran), *Carbonates and Evaporites*, 35(3), <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00621-5>.
- Koop, W. J., and R. Stoneley (1982), Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to recent, *Philosophical Transactions A*, 305, 149–168, <https://doi.org/10.1098/rsta.1982.0031>.
- Lakshatanov, L. Z., L. Z. Okhrimenko, O. N. Karaseva, and S. L. S. Stipp (2018), Limits on Calcite and Chalk Recrystallization, *Crystal Growth & Design*, 18(8), 4536–4543, <https://doi.org/10.1021/acs.cgd.8b00537>.
- Langer, M. R., and L. Hottinger (2000), Biogeography of selected “larger” foraminifera, *Micropaleontology*, 46, 105–106.
- Laursen, G. V., S. Monibi, T. L. Allan, N. A. H. Pickard, A. Hosseiney, et al. (2009), The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation, in *1st International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz 2009*, EAGE Publications BV, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145919>.
- Lees, G. M. (1933), Reservoir Rocks of Persian Oil Fields, *AAPG Bulletin*, 17, 224–240, <https://doi.org/10.1306/3D932B32-16B1-11D7-8645000102C1865D>.
- Llinas, J. C. (2002), Diagenetic history of the Upper Jurassic Smackover Formation and its effects on reservoir properties: Vocation Field, Manila SubBasin, Eastern Gulf Coastal Plain, *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 52, 631–644.
- Longman, M. W. (1980), Carbonate Diagenetic Textures from Nearsurface Diagenetic Environments, *AAPG Bulletin*, 64, 461–487, <https://doi.org/10.1306/2F918A63-16CE-11D7-8645000102C1865D>.
- Madden, R. H. C., M. E. J. Wilson, M. Mihaljević, J. M. Pandolfi, and K. Welsh (2017), Unravelling the depositional origins and diagenetic alteration of carbonate breccias, *Sedimentary Geology*, 357, 33–52, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.05.002>.
- Maghfouri, S., E. Rastad, G. Borg, M. R. Hosseinzadeh, M. Movahednia, A. Mahdavi, and F. Mousivand (2020), Metallogeny and temporal-spatial distribution of sediment-hosted stratabound copper (SSC-type) deposits in Iran; implications for future exploration, *Ore Geology Reviews*, 127, 103,834, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103834>.
- Mahmoodabadi, R. M. (2014), Petrography, Sedimentary Environments and Sequence Stratigraphy of Asmari Formation in Central Fars, Zagros, SW (Iran), *Open Journal of Geology*, 04(12), 665–679, <https://doi.org/10.4236/ojg.2014.412050>.
- Maleki, Z., M. Arian, A. Solgi, and M. A. Ganjavian (2014), The Elements of Fold Style Analysis in the Khaftar Anticline, Zagros, Iran, *Open Journal of Geology*, 04(03), 79–92, <https://doi.org/10.4236/ojg.2014.43008>.
- Maleki, Z., M. Arian, and A. Solgi (2015), Folding pattern in the Fars province, Zagros folded belt: case study on the Karbasi and Khaftar anticlines, interior Fars, Iran, *Solid Earth Discussions*, 7(3), 2347–2379, <https://doi.org/10.5194/sed-7-2347-2015>.
- McLaughlin, P. P. (2005), Sequence stratigraphy, in *Encyclopedia of Geology*, pp. 159–173, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00043-5>.
- Menke, H. P., M. G. Andrew, M. J. Blunt, and B. Bijeljic (2016), Reservoir condition imaging of reactive transport in heterogeneous carbonates using fast synchrotron tomography - Effect of initial pore structure and flow conditions, *Chemical Geology*, 428, 15–26, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.02.030>.
- Menke, H. P., B. Bijeljic, and M. J. Blunt (2017), Dynamic reservoir-condition microtomography of reactive transport in complex carbonates: Effect of initial pore structure and initial brine pH, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 204, 267–285, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.01.053>.
- Morse, J. W., and F. T. Mackenzie (1990), Early non-marine diagenesis of sedimentary, in *Developments in Sedimentology*, chap. 7, pp. 277–371, Elsevier, [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)70336-4](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(08)70336-4).
- Nadjafi, M., A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami, and R. Mirzaee (2004), Depositional History and Sequence Stratigraphy of Outcropping Tertiary Carbonates in the Jahrum and Asmari Formations, Shiraz Area (SW Iran), *Journal of Petroleum Geology*, 27(2), 179–190, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2004.tb00052.x>.

- Ogg, J. G., G. M. Ogg, and F. M. Gradstein (2016), *A concise geologic time scale*, 221 pp., Elsevier, <https://doi.org/10.1016/c2009-0-64442-1>.
- Patzkowski, M. E., and S. M. Holland (2012), *Stratigraphic paleobiology: Understanding the distribution of fossil taxa in time and space*, 221 pp., The University of Chicago Press.
- Player, R. A. (1969), The Hormuz salt plugs of southern Iran, phdthesis.
- Plint, A. G. (1990), An allostratigraphic correlation of the Muskiki and Marshybank formations (Coniacian-Santonian) in the Foothills and subsurface of the Alberta Basin, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 38, 288–306, <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.38.3.288>.
- Plint, A. G., and D. Nummedal (2000), The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis, *Geological Society, London, Special Publications*, 172(1), 1–17, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.172.01.01>.
- Posamentier, H. W., and M. T. Jervey (1988), Sequence stratigraphy; implications for facies models and reservoir occurrence, *CSPG Reservoir*, 15(6), 1–2.
- Posamentier, H. W., and P. R. Vail (1988), Sequence stratigraphy; sequences and systems tract development, *Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, 15, 571–572.
- Poursoltani, M. R., and M. Harati-Sabzvar (2019), Porosity evolution and diagenetic history of the upper Jurassic Mozduran Formation, eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran, *Iranian Journal of Earth Sciences*, 11(2), 141–159.
- Rahmani, A., H. Vaziri-Moghaddam, A. Taheri, and A. Ghabeishavi (2009), A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran, *Historical Biology*, 21(3–4), 215–227, <https://doi.org/10.1080/08912960903461296>.
- Razavi Pash, R., K. Sarkarinejad, S. Sherkati, and H. Motamedi (2021), Analogue model of the Bala Rud Fault, Zagros: an oblique basement ramp in a fold-and-thrust belt, *International Journal of Earth Sciences*, 110(2), 741–755, <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01987-0>.
- Reid, R. P., and I. G. Macintyre (1998), Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains, *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), 928–946, <https://doi.org/10.2110/jsr.68.928>.
- Richardson, R. K. (1924), The geology and oil measures of southwest Persia, *Journal of the Institute of Petroleum Technology*, 1, 256–283.
- Salih, N., H. Mansurbeg, K. Kolo, and A. Pr  at (2019), Hydrothermal Carbonate Mineralization, Calcretization, and Microbial Diagenesis Associated with Multiple Sedimentary Phases in the Upper Cretaceous Bekhme Formation, Kurdistan Region-Iraq, *Geosciences*, 9(11), 459, <https://doi.org/10.3390/geosciences9110459>.
- Scholle, P. A., and R. B. Halley (1985), Burial diagenesis: out of sight, out of mind!, in *SEPM Special Publication*, vol. 36, pp. 309–334, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Scholle, P. A., and D. S. Ulmer-Scholle (2003), *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*, American Association of Petroleum Geologists, <https://doi.org/10.1306/M77973>.
- Sepehr, M., and J. W. Cosgrove (2004), Structural framework of the Zagros FoldThrust Belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 829–843, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006>.
- Sepehr, M., and J. W. Cosgrove (2005), Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Tectonics*, 24(5), <https://doi.org/10.1029/2004TC001725>.
- Sepehr, M., and J. W. Cosgrove (2007), The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold-Thrust Belt, *Geological Society, London, Special Publications*, 272(1), 419–436, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.21>.
- Setudehnia, A. (1978), The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas, *Journal of Petroleum Geology*, 1(1), 3–42, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1978.tb00599.x>.

- Seyrafian, A., and A. Hamedani (2003), Microfacies and paleoenvironmental interpretation of the lower Asmari Formation (Oligocene), North-Central Zagros Basin, Iran, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte*, 2003(3), 164–174, <https://doi.org/10.1127/njgpm/2003/2003/164>.
- Sharland, P. R., R. Archer, and D. M. Casey (2001), Maximum flooding surfaces, in *Arabian Plate Sequence Stratigraphy*, chap. 4, pp. 261–278, GeoArabia.
- Sherman, C. E., C. H. Fletcher, and K. H. Rubin (1999), Marine and meteoric diagenesis of Pleistocene carbonates from a nearshore submarine terrace, Oahu, Hawaii, *Journal of Sedimentary Research*, 69(5), 1083–1097, <https://doi.org/10.2110/jsr.69.1083>.
- Shogenova, A., and A. Kleesment (2006), Diagenetic influences on iron-bearing minerals in Devonian carbonate and siliciclastic rocks of Estonia, *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*, 55(4), 269, <https://doi.org/10.3176/geol.2006.4.02>.
- Sibley, D., and J. Gregg (1987), Classification of Dolomite Rock Texture, *Journal of sedimentary petrology*, 57, 967–975.
- Sooltanian, N., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam (2011), Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran, *Carbonates and Evaporites*, 26(2), 167–180, <https://doi.org/10.1007/s13146-011-0053-6>.
- Talbot, C. J., and M. Alavi (1996), The past of a future syntaxis across the Zagros, *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 89–109, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.100.01.08>.
- Tucker, M. E., and V. P. Wright (1990), *Carbonate Sedimentology*, Wiley, <https://doi.org/10.1002/9781444314175>.
- Tucker, R. D., P. H. Osberg, and H. N. Berry (2001), The geology of a part of Acadia and the nature of the Acadian orogeny across Central and Eastern Maine, *American Journal of Science*, 301(3), 205–260, <https://doi.org/10.2475/ajs.301.3.205>.
- Vail, P. R., and R. M. Mitchum (1977), Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview, in *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26, pp. 51–52, American Association of Petroleum Geologists, <https://doi.org/10.1306/M26490C3>.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, and S. Thompson (1977a), Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level, in *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, <https://doi.org/10.1306/M26490C6>.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, and S. Thompson (1977b), Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap, in *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, <https://doi.org/10.1306/M26490C5>.
- Vail, P. R., R. G. Todd, and J. B. Sangree (1977c), Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections, in *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, <https://doi.org/10.1306/M26490C7>.
- van Buchem, F. S. P., T. L. Allan, G. V. Laursen, M. Lotfpour, et al. (2010), Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran, *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 219–263, <https://doi.org/10.1144/SP329.10>.
- van Houten, F. B. (1973), Origin of Red Beds A Review-1961-1972, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1(1), 39–61, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.01.050173.000351>.
- van Wagoner, J. C., H. W. Posamentier, R. M. Mitchum, P. R. Vail, J. F. Sarg, T. S. Loutit, and J. Hardenbol (1988), An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in *Sea-Level Changes*, pp. 39–45, SEPM (Society for Sedimentary Geology), <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0039>.
- van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmanian (1990), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*, American Association of Petroleum Geologists, <https://doi.org/10.1306/Mth7510>.
- van Wagoner, J. C., D. Nummedal, C. R. Jones, D. R. Taylor, D. C. Jennette, and G. W. Riley (1991), *Sequence Stratigraphy Applications to Shelf Sandstone Reservoirs*, American Association of Petroleum Geologists.

- Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri (2005), Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Facies*, 52(1), 41–51, <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0018-0>.
- Vaziri-Moghaddam, H., A. Seyrafian, A. Taheri, and H. Motiei (2010), Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1), 56–71.
- Vincent, B., L. Emmanuel, P. Houel, and J.-P. Loreau (2007), Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France), *Sedimentary Geology*, 197(3–4), 267–289, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.10.008>.
- Warren, J. K. (2010), Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits, *Earth-Science Reviews*, 98(3–4), 217–268, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>.
- Wilson, J. L. (1975), *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer New York, <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>.
- Wilson, M. E. J., and M. J. Evans (2002), Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality, *Marine and Petroleum Geology*, 19(7), 873–900, [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00085-5](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00085-5).
- Yarem Taghloo Sohrabi, M., B. Soleimani, V. Ahmadi, D. Jahani, and N. Kohansal Ghadimvand (2019), Investigation of Sequential Stratigraphy, Microfacies, Sedimentary Environment and Diagenesis Processes of Asmari Formation in Interior Fars Areas, Iran (Farashband, Sarvestan, Kalestan), *Environment and Ecology*, 37(4B), 1546–1560.

RECONSTRUCTING THE HOLOCENE DEVELOPMENT OF LAKE CHAIKA AS AN EXAMPLE OF WETLAND FORMATION WITHIN THE SAND SPIT ENVIRONMENT DYNAMICS: A CASE STUDY FROM THE CURONIAN SPIT, SOUTHEASTERN BALTIC, RUSSIA

T. V. Napreenko-Dorokhova^{*,1,2} , A. V. Ludikova³ , M. G. Napreenko^{1,2} , I. A. Sosnina¹ 

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

²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

³Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, SPC RAS, Saint Petersburg Russia

* **Correspondence to:** Tatiana Napreenko-Dorokhova, tnapdor@gmail.com.

Abstract: The paper provides original data that shed light on the formation dynamics of Lake Chaika, which is situated in the central part of the Curonian Spit and is the only large water body in the sand spits of the southeastern Baltic. Based on the multi-proxy approach, incl. investigation of the lithological structure of the bottom sediment cores, loss-on-ignition analysis, diatom analysis, study of macrofossil remains, and radiocarbon dating, we revealed that Lake Chaika was formed already in historical time, around 200 years ago. Before this period, the lake kettle, presumably, has not submerged during the Littorina transgressions, enabling the terrestrial development of the ecosystems on the moraine protrusion. During the mid-late Holocene (6700–150 cal BP), this depression was occupied by the peat-forming fen and alder carr communities. The peat deposits are separated from the overlying layers of gyttja by the thin sand horizon. We consider it a time marker for the so-called “sand disaster”, which occurred on the territory of the Curonian Spit in the 18th century (≈1700–1800). The change in the hydrological regime of the lake launched the ecosystem shifts during the last two centuries: from the water body to a wetland and vice versa. It is stated eight formation phases of the lake’s ecosystem: the terrestrial development without wet habitats (8900–6700 cal BP), the period of alder carrs (6700–3400 calBP), the sedge fen period (3400–450 cal BP), the period of inundated forest (1500–1700 AD), the “sand disaster” period (1700–1800 AD), the period of eutrophic water body (1800–1900 AD), the period of terrestrialised wetland (1900–1950 AD), and the period of secondary development of eutrophic water body (after 1950 AD).

Keywords: palaeogeography, South-Eastern Baltic, paleolimnology, bottom sediments, diatoms, Curonian Spit, Holocene.

Citation: Napreenko-Dorokhova, T. V., A. V. Ludikova, M. G. Napreenko, I. A. Sosnina (2024), Reconstructing the Holocene Development of Lake Chaika as an Example of Wetland Formation within the Sand Spit Environment Dynamics: A Case Study from the Curonian Spit, Southeastern Baltic, Russia, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2006, EDN: CJKFBG, <https://doi.org/10.2205/2024es000870>

RESEARCH ARTICLE

Received: 28 February 2023

Accepted: 6 September 2023

Published: 16 May 2024



Copyright: © 2024. 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

The Curonian Spit, as well as the other sand spits in the southern and southeastern Baltic coast, is a specific geological formation vulnerable to anthropogenic impact. Despite numerous studies that have been carried out over the last two centuries, the origin of the Curonian Spit and the historical patterns of its landscape change are still under scientific discussion. In terms of the landscape heterogeneity of the Curonian Spit, it becomes essential to reconstruct the development history of its different parts and associated ecosystems.

One such area is located in the central part of the spit near Rybachy, where the Late Pleistocene moraine deposits form a rather broad plateau-like protrusion exposed on

a surface, determining the development of vegetation different to the other parts of the sand spit. The main feature of this spit sector is the location of a freshwater Lake Chaika (Figure 1), with a surface area of about 0.22 km². This is the only relatively large water body on the entire Curonian Spit, which – together with areas of wet black-alder forests and lowland meadows – constitutes a peculiar natural complex unparalleled in other sandbars of the Baltic Sea.

Given that lake sediments are a reliable “natural archive” of past environmental conditions, the bottom sediments of Lake Chaika can serve as a source of data for the reconstruction of the development regarding both individual ecosystems and the environment in the whole area of the central part of the spit. It may also indicate anthropogenic influence that played a crucial role in the formation of the landscape on the Curonian Spit.

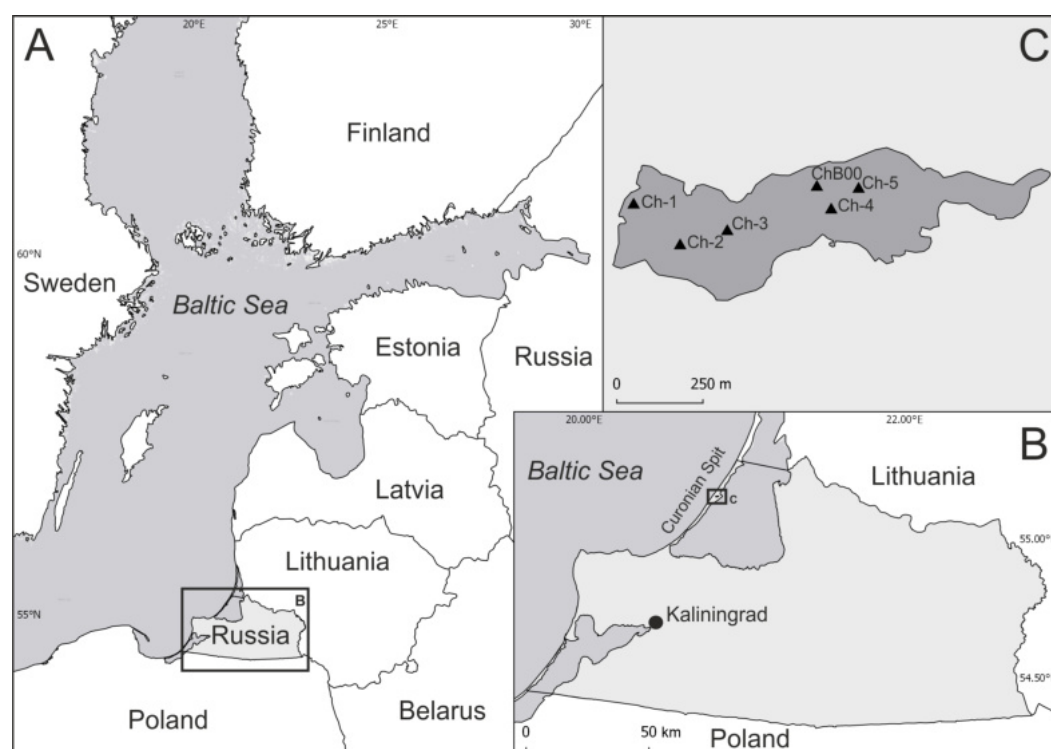


Figure 1. The location of the research area: Kaliningrad Province (a), a study site – Lake Chaika (b), coring and sampling points (c).

The human activity on the Curonian Spit was already noted in manuscripts from the 15th–16th centuries [Mager, 1938; Paul, 1944; Schlicht, 1927]. In particular, the authors pointed out the significant role of the territory as a transport route and settlement site (the number of settlements was several times higher than today). In the 17th and 18th centuries, massive clearance of the primary forests began, resulting in almost complete deforestation of the area and triggering the movement of the sand material. This event has gone down in history as the “sand disaster” that caused a radical change in the relief of the spit. Only in the middle of the 19th century, the sand movement was stopped by the construction of an alongshore foredune (the sand dyke) and seeding of the sand stabilising plant species. One of the earliest human settlements on the Curonian Spit originated in the area near Lake Chaika, and therefore, the ecosystem development may have been significantly affected by economic activity.

The previous investigations of Lake Chaika were mainly focused on estimation of its ecological state, biological diversity, and hydrochemical characteristics [Gerb et al., 2014; Gubareva, I. Yu. and Gerb, 2014; Kuzmin, S. Yu., 2006; Tsibaliyova and S. Yu. Kuzmin, 2009]. There have been no palaeolimnological studies until the present day, except for particular aspects [Napreenko et al., 2020].

This work aimed to identify the change in ecological conditions in Lake Chaika during the ecosystem development in the Holocene.

Material and Methods

The field survey on Lake Chaika was carried out in May 2018 and August 2019 from a makeshift floating platform attached to a catamaran for mountain rafting (model “Monya”, Triton Ltd.). To select coring locations, we preliminary performed depth measurement and probed the thickness of deposits in 25–50 m increments using a graduated Russian peat corer with a probe chamber (TBG-66 model).

Since the water level in the lake may differ in spring and summer due to seasonal changes in precipitation, we provide two depth scales for comparison (Figure 2) – for the higher water level in spring (May 2018) and the lower one in summer (August 2019). In the text, we refer to the summer depth scale, as this is the basis of the bathymetric and bottom relief map of Lake Chaika [Napreenko et al., 2020].

Sediment cores were retrieved using the Russian peat corer equipped with semicylindrical sampling chambers of 100 cm in length, and 50/75 mm in diameter (TBG-66 model). Six sediment cores were collected for further laboratory analyses: Ch-1 (N 55.151,95°; E 20.8212°) 80 cm; Ch-2 (N 55.150,84°; E 20.823,32°) 121 cm; Ch-3 (N 55.151,21°; E 20.825,47°) 100 cm; ChB00 (N 55.152,36°; E 20.829,56°) 250 cm; Ch-4 (N 55.151,77°; E 20.830,21°) 100 cm; Ch-5 (N 55.152,31°; E 20.831,46°) 100 cm (Figure 1C). Sampling was carried out at locations as far away as possible from sites where dredging was conducted in the 1980s and 2017.

The loss-on-ignition analysis (LOI) was performed for 105 samples from Ch-2 and ChB00 using the standard methodology [Santisteban et al., 2004; Sergeeva, 2011]. The samples were dried at 100 °C for 12 hours and then ignited at 550 °C for 4 hours.

Radiocarbon dating for 12 samples was performed using the accelerator mass-spectrometry method (AMS) at the Radiocarbon Dating and Electron Microscopy Laboratory, Russian Academy of Sciences (Moscow, Russia), together with The Center for Applied Isotope Studies (CAIS), University of Georgia (USA). The obtained radiocarbon dates were calibrated using the CALIB software, version 8.20 [Stuiver et al., 2021] and the calibration curve IntCal20 [Reimer et al., 2020].

The age-depth model for the sediments of the core ChB00 was generated with OxCal software, version 4.4.4 [Bronk Ramsey, 2021].

The diatom analysis was performed for the sediment core ChB00. The lab pretreatment followed the standard procedure, including organic matter removal by oxidation in 30% H₂O₂ and subsequent washing in distilled water [Davydova, 1985]. The size-fraction separation was made using repeated decantation. The slides were analysed with oil immersion at ×1000 magnification. At least 400 diatom valves were counted where possible. In other cases, valves were counted in 5 parallel horizontal transects. The percentages of each diatom species was subsequently calculated relative to the total diatom sum. Other siliceous microfossils, i.e. chrysophyte (golden algae, Chrysophyceae) cysts, spicules (skeleton elements of sponges, Porifera) and phytoliths (siliceous structures formed in plant tissues), were counted alongside with diatoms. Absolute abundances (concentrations per gram dry sediment) of each microfossil group were calculated following Davydova [1985]. Diatom diagrams were plotted using the palaeoecological software C2 Version 1.5 [Juggins, 2014].

A preliminary plant macrofossil analysis was performed for some peat samples from the core Ch-2 [Napreenko et al., 2020]. The elutriation of peat was carried out on a 250 mm sieve (No. 025K). For the identification of plant macrofossils, a range of identification keys and guides were used [Dombrovskaya et al., 1959; Katz et al., 1977; Korotkina, 1939; Matyushenko, 1939a,b]. An estimation of peat decomposition degree was performed according to Piavtchenko [1963].

Results

Structure of bottom sediments. Figure 2 shows the 6 sediment cores of Lake Chaika correlated with each other in terms of their lithological structure.

Based on the lithological structure of the cores, the sediment sequence of Lake Chaika may be divided into four nominal parts: clays and loams, a thick layer of peat and peaty gyttja, a thin sand horizon, and an upper thin layer of gyttja.

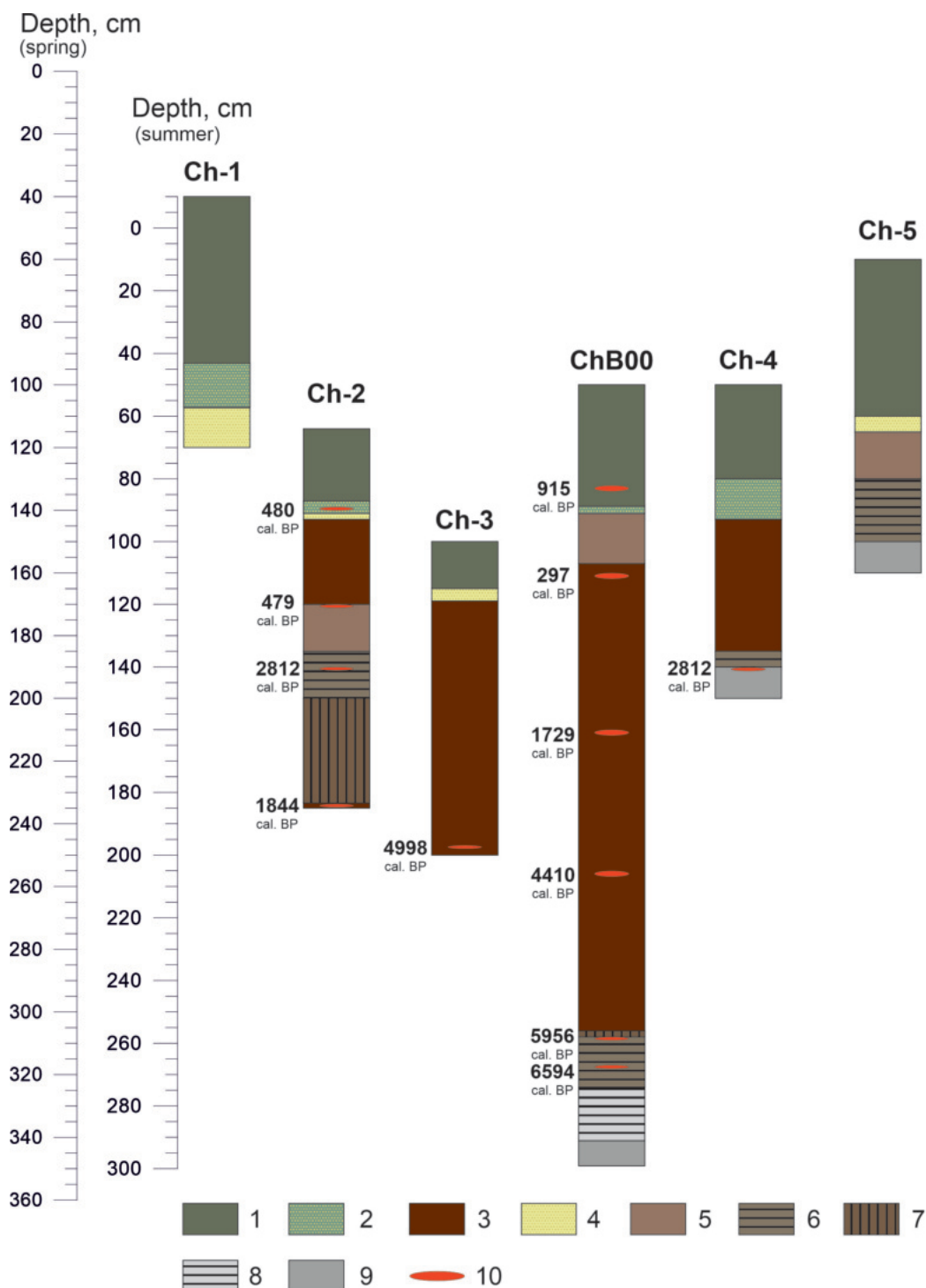


Figure 2. Lithological structure of bottom sediment cores from Lake Chaika: 1 – gyttja, 2 – sandy gyttja, 3 – fen/alder carr peat, 4 – fine-grained sand, 5 – peaty gyttja, 6 – transition layer (peat and loam), 7 – brown loam 8 – grey-blue loam, 9 – grey-blue clay, 10 – dated layer.

Radiocarbon dating. The AMS-dates for 12 bottom sediment samples from Lake Chaika are presented in [Table 1](#).

The core ChB00 was chosen as a representative for the age-depth model ([Figure 3](#)) as the most complete one covering all sediment layers of Lake Chaika, including underlying deposits. The radiocarbon dates of the core Ch-2 were excluded from the age calculation as it showed a repeated inversion of the sediment age. This result may be related to the disturbance of the bottom sediments during dredging operations in Lake Chaika. Due to the same reason, the uppermost date in the core ChB00 (horizon 82–84 cm) was not used in the calculations.

Table 1. The absolute age of sediment samples from Lake Chaika based on radiocarbon dating

Core	Description of sample	IGAN _{AMS}	Radiocarbon age, BP	Calibrated age interval for 1s, cal yr BP	
				beginning–end	probability
Ch-2	139–140 cm, TOC	6839	385 ± 20	460–499	0.865
				340–347	0.135
Ch-2	170–171 cm, Plant. rs	6835	420 ± 20	436–522	0.864
				333–350	0.136
Ch-2	190–191 cm, TOC	6836	2740 ± 20	2792–2831	0.722
				2837–2853	0.278
Ch-2	234–235 cm, Plant. rs	6837	1890 ± 20	1823–1865	1.000
Ch-3	247–248 cm, Plant. rs	6840	4430 ± 20	4973–5022	0.755
				5027–5044	0.245
Ch-4	190–191 cm, Plant. rs	6838	2730 ± 20	2790–2833	0.846
				2836–2845	0.154
ChB00	82–84 cm, TOC	7766	980 ± 20	904–925	0.468
				805–808	0.050
				827–847	0.333
				856–866	0.149
ChB00	110–112 cm, TOC	7767	245 ± 20	288–306	0.814
				157–163	0.278
ChB00	160–162 cm, TOC	7768	1840 ± 20	1710–1747	0.872
				1766–1780	0.128
ChB00	205–207 cm, TOC	7769	3940 ± 20	4398–4422	0.495
				4299–4327	0.297
				4353–4372	0.208
ChB00	258–259 cm, TOC	7770	5240 ± 25	5936–5976	0.640
				5984–6000	0.241
				6092–6103	0.118
ChB00	267–268 cm, TOC	7771	5780 ± 25	6551–6637	0.954
				6505–6511	0.046

Organic matter content. Using the loss-on-ignition analysis (LOI) for two sediment cores (ChB00 and Ch-2), we obtained data on the percentage content of mineral and organic matter that showed good correlation with the lithological structure of the cores ([Figure 4](#)).

The lower part of the core ChB00 is represented by loam and clay (300–260 cm). The percentage of organic matter is minimal and tends to zero. The lower part in the core Ch-2 (185–183 cm) contains highly decomposed ligneous peat with an organic content of

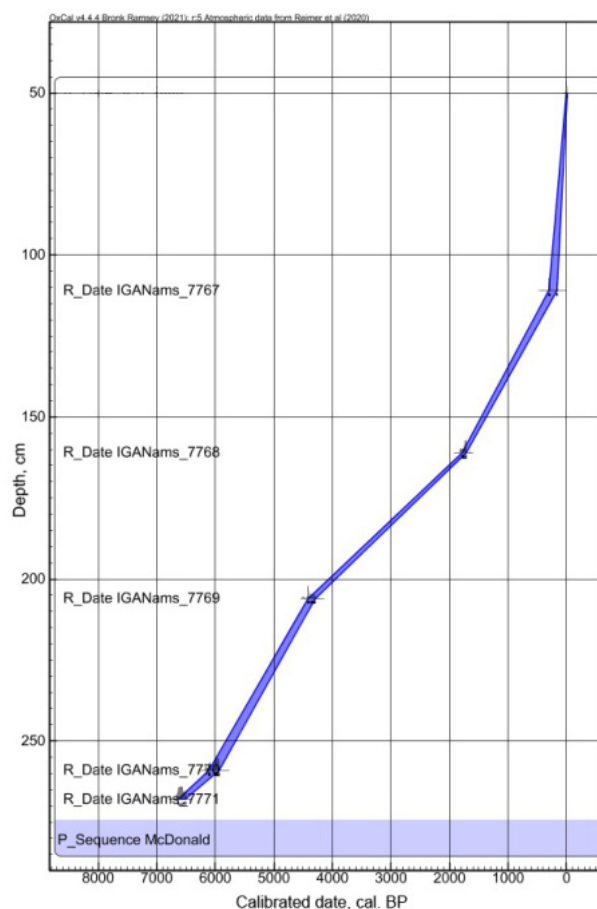


Figure 3. Age-depth model for the core ChB00, Lake Chaika.

75 to 82%. Further up the core (183–140 cm), the percentage of organic material drops sharply to 40% and gradually continues to decrease. The deposits are represented by brown loam. After this section, the LOI-curve changes are very similar in both cores.

The overlying deposits in the middle part of both cores are thick layers of the alder carr peat, fen peat, and peaty gyttja (256–91 cm in ChB00 and 140–93 cm in Ch-2) with the highest values of organic matter content. The sharp increase in the organic matter (50–60%), which indicates high rates of bioproductivity, could be associated with the changing environments in this period.

The minimum values of organic matter content (6–17 %) were registered in the very thin but distinct horizons of sandy gyttja that cover thick peat layers in both cores (91–89 cm in ChB00 and 91–87 cm in Ch-2). In core Ch-2, the sandy gyttja horizon is also underlain by the distinct horizon of the pale fine-grained sand (93–91 cm). The deposits of these horizons probably have the aeolian origin that has caused the allochthonous input of sandy material into the ecosystem.

The uppermost deposits in both cores (89–50 cm in ChB00 and 87–64 cm in Ch-2) consist of homogeneous water-logged gyttja with an organic matter content increasing to 25–50%.

In contrast to ChB00, the curve of Ch-2 has many small abrupt peaks despite the homogeneity of sediment layers. These differences may be related to disturbances in the continuous layering of the sediments caused by dredging near point Ch-2.

Diatoms. Four local diatom assemblage zones (DZ) were visually distinguished in the sediment core ChB00 based on the shifts in the composition of the diatom assemblages and siliceous microfossil concentrations (Figure 5).

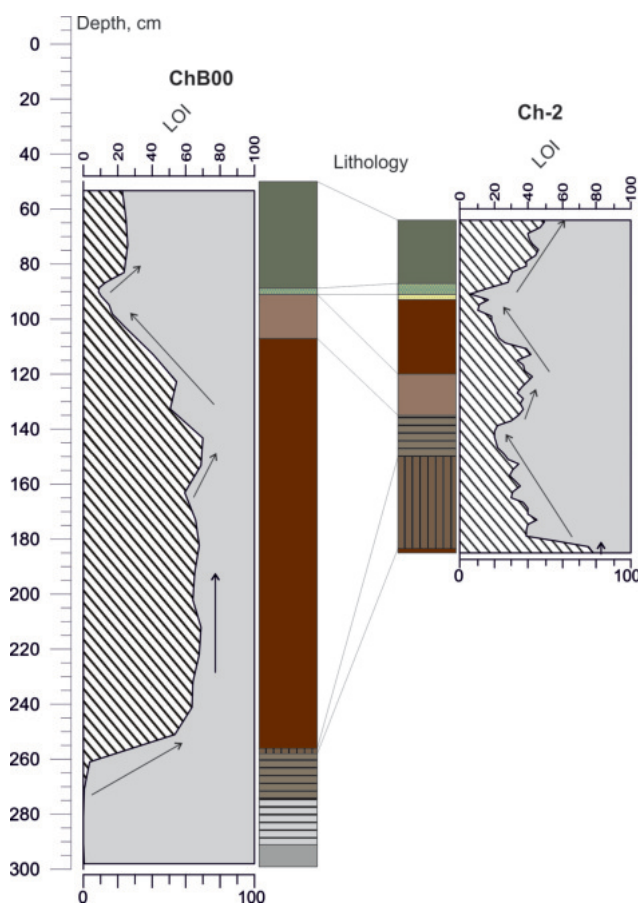


Figure 4. The diagram of the organic-minerogenic ratio (dashed and grey contour accordingly) in the cores ChB00 and Ch-2.

In the DZ-1 (270–116 cm), only sporadic valves and valve fragments of mainly benthic diatoms were found. In the 270–189 cm interval, no diatoms were recorded after examining five parallel transects. The diatom concentrations are low, and their increased values (17–37 thousand valves g^{-1} dry sediment) were observed around 132–120 cm. Chrysophyte cysts were found in almost all sampled intervals (Figure 5b). Their concentrations are generally low, increasing to 0.18–1.4 million around 142–120 cm. In some samples, sponge spicules and phytoliths were also sporadically observed. Their absolute abundances are also low, slightly increasing in the upper part of the DZ-1.

The DZ-2 (116–86 cm) is characterized with the rapid increase in abundances of all groups of the siliceous microfossils. Their highest concentrations were recorded around 102–100 cm (3.4 million diatom valves, 1.2 million chrysophyte cysts, 339 thousand sponge spicules, and 193 thousands phytoliths). Benthic species dominate in the diatom assemblages, with small-celled colonial periphytic halophilous *Fragilaria sopotensis* (to 43%) and alkaliphilous salinity-indifferent *Staurosirella pinnata* (14–24%) being the most abundant (Figure 5a). In the lower part of DZ-2 freshwater periphytic *Eunotia implicata* and *Cymbella cuspidata*, and bottom-living *Navicula vulpina* and *Pinnularia* spp. were recorded as well.

In the lower and upper parts of the DZ-3 (86–56 cm), the diatom concentrations do not exceed 1 million while increasing to 5.9 million around 72–70 cm (Figure 5b). Chrysophyte cyst and phytolith abundances increase upwards (to 1.2 million and 0.6 million, respectively). Spicules concentrations vary from 0.16 to 0.2 million in g^{-1} dry sediment. *F. sopotensis* disappears from the diatom record, while *S. pinnata* decrease in abundance (Figure 5a). Other small-sized colonial freshwater periphytic Fragilariaceae (*Staurosira con-*

struens, *S. binodis*, *S. venter*) dominate. The percentage of planktonic halophilous *Cyclotella meneghiniana* rapidly increases around 72–70 cm.

In the DZ-4, diatom concentrations rapidly decline to 0.15 million. A decrease in the abundance of the other siliceous microfossils is also recorded. Chrysophyte cysts are the most abundant in this zone (0.8 million). Periphytic Fragilariaceae and *Gomphonema* spp., as well as bottom-living *Amphora libyca* and *Pinnularia* spp., are found sporadically (Figure 5).

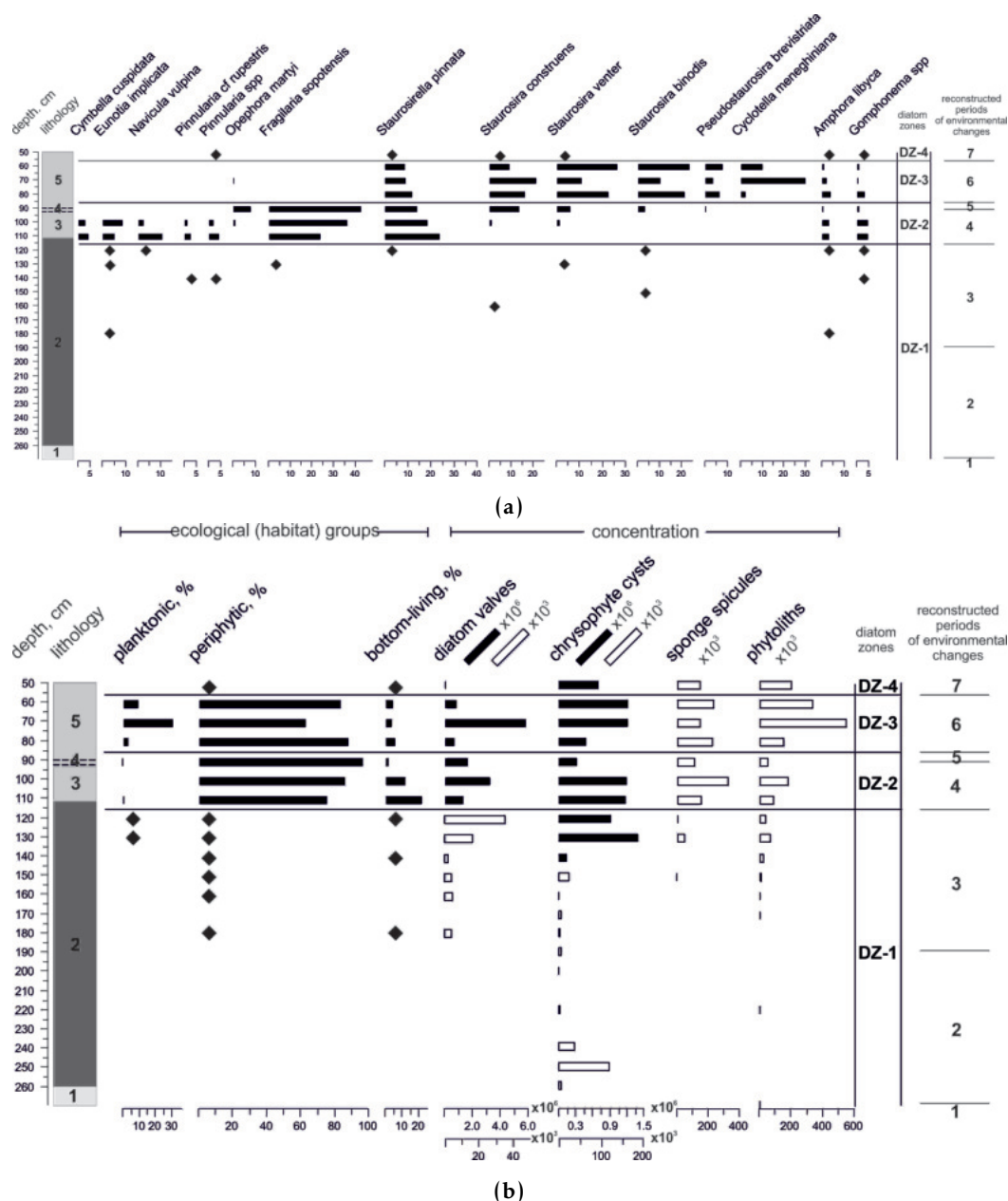


Figure 5. Diatom diagram in the sediment core ChB00 of Lake Chaika: (a) – proportions of the main diatom taxa, (b) – proportions of the diatom ecological groups and absolute abundances of the siliceous microfossils (in g^{-1} dry sediment). ♦ (filled diamond) – presence in a sample. Lithology: 1 – silt, 2 – ligneous-sedge peat, 3 – peaty gyttja, 4 – sandy layer, 5 – gyttja.

Composition of plant macrofossils. The taxonomic analysis of plant macrofossils, performed for the six samples of the peat from the core Ch-2, revealed the structure of the peat and the nature of the peat-forming ecosystems.

The lower part of the peat core is represented by the alder peat with a very low percentage of herbaceous plants. In the higher horizons, we see the increases in percentage of sedges and other mire herbaceous plants while the abundance of alder residues decreases. The alder peat is replaced by several types of fen peat: ligneous-sedge peat, ligneous-sedge peat with *Menyanthes*, and sedge peat.

The similar structures of the peat cores were identified in Ch-3, Ch-4 and ChB00. The cores Ch-1 and Ch-5 have no peat parts. The detailed botanical composition of the peat samples from core Ch-2 is given in our previous paper [Napreenko et al., 2020]

1. Discussion

The results obtained during the research enabled us to reveal the main periods of ecosystem development and characterise the depositional environments in the kettle of Lake Chaika.

Stage 1. Terrestrial environments (~8900–6700 cal yr BP). This stage is considered the earliest period of ecosystem evolution in the study area, which we correlate with a section 300–270 cm of the core ChB00 represented by a grey-blue loam. These sediments contain no biogenic palaeoindicators, and the character of the ecosystems existed here could not be ascertained. According to the published data on deglaciation in the south-eastern Baltic Sea [Kazakauskas and Gaigalas, 2004; Lasberg and Kalm, 2013; Rinterknecht et al., 2008; Uścińowicz, 1999], this area became ice-free between 13600–13300 cal yr BP and should have developed in the terrestrial regime after the glacial water drainage. The lake kettle was presumably not submerged during the Littorina transgressions of the Baltic Sea, being located on a protruding moraine plateau. Nevertheless, the small absolute heights of the terrain and the sea level rise during the Littorina transgressions [Damušytė, 2011; Uścińowicz, 2006] may have increased the groundwater level and further development of wet biotopes thereafter.

Stage 2. Black alder carr (6700–3400 cal yr BP). This stage corresponds to the lower diatom zone DZ-1 (270–189 cm). The most unfavourable environments for the diatoms are inferred most probably due to moisture deficiency. It correlates with the sediment composition that is mainly ligneous peat except for the lowermost part represented by loam. Such peaty sediments could form under the black alder carr that are typical of the present-day Curonian Spit. The development of alder carrs has apparently launched more intensive peat accumulation [Napreenko et al., 2020], which is reflected in the sharp increase of the organic matter content (Figure 4).

Although the development of a carr ecosystem requires wet or waterlogged soils, the open-water environments with sufficient depths suitable for aquatic biota could hardly exist in the area during this period. Thus, the “aquatic” microfossils sporadically found in the sediments, i.e. diatom valves, chrysophyte cysts, and sponge spicules (Figure 5), are apparently allochthonous.

Stage 3. Sedge fen with local aquatic environments (3400–450 cal yr BP). The stage corresponds to the upper DZ-1 (189–116 cm). Increased diatom and chrysophyte concentrations suggest gradual inundation of the area, resulting in the appearance of waterlogged habitats favourable for the colonisation of microalgae, primarily chrysophytes. The composition of the deposits, represented by the sedge-bogbean-ligneous peat [Napreenko et al., 2020] indicates the transition from the black alder-dominated ecosystem to a fen with diverse herbaceous vegetation. The inundation of the area is probably associated with occasional flooding, which may have led to the formation of locally restricted aquatic environments where the microalgae could thrive. However, low abundances of “aquatic” microfossils indicate that subaerial conditions still prevailed in the area.

Stage 4. Alder carr with the open inundated sites (450–250 cal yr BP / 1500–1700 AD). The stage corresponds to DZ-2 where further increasing concentrations of diatoms and

chrysophytes point out to sedimentation in subaquatic/aquatic environments as the inundation of the area proceeded. Thriving of the small-celled colonial diatoms from the Fragilariaceae family is characteristic of this period. High abundances of halophilous *Fragillaria sopotensis*, commonly inhabiting the coastal marshes along the Baltic Sea coast [Witkowski et al., 2000], might indicate somewhat increased concentrations of mineral salts and periodically occurring moisture deficiency typical of such habitats. Periphytic *Staurosirella pinnata* and *Eunotia implicata*, abundant in the diatom record, can also thrive both in water bodies and in wet habitats [Dam et al., 1994]. The former, however, is salinity-indifferent and tolerates a wide range of trophicity, while the latter is a halofobous species, preferring oligo- and dystrophic environments. Other common species in the diatom assemblages include oligotrophic *Cymbella cuspidata*, that can be found in periodic water, and meso-eutrophic *Navicula vulpina*, never occurring outside water bodies. The composition of the diatom assemblages may thus reflect the alternation of periods of higher and lower inundation, which is consistent with the structure of the deposits represented by peaty gyttja.

Among the macrofossil residues, the wood remains became again dominant here (> 40%), and the percentage of non-arboreal residues was also considerable [Napreenko et al., 2020], while the organic matter content was still high (Figure 4). Such composition may reflect the development of a typical wet alder carr with some open places. One can also suggest that diverse habitats were characteristic for this time interval as permanently and periodically wet sites with different concentrations of nutrients and mineral salts could co-exist in the area. The presence of permanently wet (aquatic) habitats is also inferred from high abundances of sponge spicules, i.e. siliceous skeleton elements of aquatic invertebrates inhabiting lentic and lotic waters.

The above-mentioned ecosystem changes can be reasonably attributed to increased anthropogenic pressure. Higher concentrations of grass phytoliths may indicate an expansion of the open treeless sites in the surrounding area, probably resulted from the deforestation. It is also confirmed by historical literary sources [Mager, 1938; Paul, 1944; Schlicht, 1927] indicating on an active distribution of agricultural land plots in the vicinity of Rossitten village (nowadays, Rybachy) in the 16th and 17th centuries, which was associated with deforestation and the construction of drainage ditches. All this may have enhanced nutrient leaching and their release from the fields into the depression of the wetland ecosystem.

Stage 5. Active dune migration: the “sand disaster” (250–150 cal yr BP / 1700–1800 AD). The stage corresponds to the upper DZ-2 (91–86 cm). The macrofossil analysis [Napreenko et al., 2020] revealed no textured plant residues in samples, as the LOI diagram (Fig. 4) showed an abrupt decline in the organic matter content. Decreased concentrations of all groups of the siliceous microfossils may reflect an increased input of the allochthonous material that resulted in the formation of the thin layer of sand or sandy gyttja. This layer, separating the lower thick peat deposits from the upper gyttja, can be attributed to the so-called “sand disaster” that resulted from the mass deforestation of the Curonian Spit.

The main developments during the “sand disaster” took place in the 17th and 18th centuries [Mager, 1938; Paul, 1944; Schlicht, 1927], which is in line with our age model. It was, presumably, during the period 1700–1800 AD, after forest destruction, when significant unstable masses of sand came into motion and swept up the territory around Lake Chaika in a short time. This event may have caused the loss of wetland communities and resulted in the deposition of a thin layer of fine-grained sand and sandy gyttja in Lake Chaika, which we met in all sampled sediment cores.

Deforestation of the lake’s surroundings and degradation of mire communities may have led to the rise of the ground-water table and accumulation of water in the natural depression of Lake Chaika, where the permanent water body formed. It resulted in a change of depositional environments when peat-forming processes stopped, and the formation of lacustrine gyttja with occasional admixture of aeolian sand started.

Stage 6. Shallow eutrophic lake (150–50 cal yr BP / 1800–1900 AD). The period corresponds to DZ-3 (86–56 cm). The sediments rapidly turn to liquefied gyttja at this stage, where the textureless particles are predominant as the organic matter content (Figure 4) showed a distinct increase. This sediment type was found above in the sandy layer in all sediment cores collected in Lake Chaika. The sediment character and diatom assemblage composition indicate a shallow eutrophic lake with at least 1 m depth occurred in the area.

High abundances of planktonic *Cyclotella meneghiniana*, preferring higher nutrient and salt concentrations suggest larger water depths than during the previous stages. This species is also common in the freshwater parts of the Baltic Sea [Snoeijs, 1993]. The disappearance of *Fragillaria sopotensis* from the diatom record and the declined proportions of *Staurosira pinnata* reflect the reduction of periodically wet habitats. Small-celled periphytic *Staurosira construens*, *S. binodis* and *S. venter*, that form ribbon-like colonies on the submerged substrate, became abundant in the diatom record, indicating stable aquatic environments.

High concentrations of grass phytoliths and diatom-inferred nutrients may indicate the expansion of deforested areas along the lake shores. It may reflect the increased agricultural activity on the lake's catchment and the use of the lake as a sink, receiving catch-water from the local drainage system contributed to the eutrophication of Lake Chaika.

Stage 7. Terrestrialised wetland with mosaic helophytic vegetation: Möwenbruch/Chaika Mire (50–0 cal yr BP / 1900–1950 AD). The recent stage of ecosystem development corresponds to DZ-4 (56–50 cm). The gyttja sediments became more liquefied, but the environments were unfavourable for diatoms, as suggested by their decreased concentrations. A simultaneous decline in abundance of the other siliceous microfossils may reflect increased sediment accumulation rates, which might result in the lake shallowing. New conditions, presumably, accelerated the processes of natural lake ageing, which triggered the mire-formation and caused the transition from the lacustrine to the wetland environments.

The shallow depths and high nutrient load of the water body have led to a rapid development of hygrophytes in the coastal zone and their gradual expansion towards the centre of the water body. As evidenced by literary sources [Mager, 1938; Schlicht, 1927] and archival data, the ecosystem was a mosaic of biotopes during this period, including patches of riparian and fen-like herbaceous vegetation, shallow areas with open water, and outcrops of gyttja.

Numerous photographs of the early 20th century indicate abundant gull colonies bred here and harvesting of gull eggs by local inhabitants. Toponymical data also support this suggestion indirectly since the pre-war name for Lake Chaika – “Möwenbruch” – is German for “gull mire”, but not “lake”.

Such environmental status of the ecosystem seems to be a result of both the gradual development of the natural lake ageing during the preceding phase and a rapid accumulation of nutrients from the fields in the Lake Chaika kettle. The low level of the groundwater table probably impeded inundation of the kettle due to a well-developed drainage system.

Stage 8. Shallow eutrophic water body – Lake Chaika (after 1950 AD). This stage is a recent period in the development of the ecosystem that has again become a shallow eutrophic water body. The changes were possibly caused by the abandonment of agricultural activities, poorly maintained drainage system and dredging operations. The average depths in the present-day lake are about 0.5 m, even in the places with thickest deposits (about 2 m). The deepest zones in the lake are located in the places of dredging, which do not exceed 1.6 m [Napreenko et al., 2020].

The habitat alterations during stages 4–8 enable us to suggest that, over the last 500 years, the development of ecosystems in the kettle of Lake Chaika was determined by human activities, which might substantially change their hydrological regime and ecological characteristics, resulting in the transition from an aquatic habitat to a wetland

and vice versa. On the other hand, the Lake Chaika of the present day is a highly vulnerable site, affected by both environmental factors and anthropogenic activity.

Conclusions

Based on the results of our investigation, which embrace the lithological structure of the lake bottom sediment cores, loss-on-ignition analysis, diatoms, macrofossil remains, and radiocarbon dating, the following conclusions were made:

1. The development of Lake Chaika shows eight phases during the last 9000 years. The recent lacustrine environments were preceded by the period of terrestrial environments (~8900–6700 cal yr BP) and the long-term period (6700–150 cal yr BP) of alternating peat-forming ecosystems of the black alder carrs and sedge fens that formed thick layers of ligneous and sedge peat.
2. As a water body, Lake Chaika was formed in the recent past, around 200 cal yr BP (early 19th century).
3. The sand horizon, separating the gyttja layer from the peat deposits in the lake kettle, is considered to be a time marker for the “sand disaster”, which occurred in the 18th century (~1700–1800 AD) on the Curonian Spit.
4. The formation of Lake Chaika was influenced by both environmental and anthropogenic factors. The former defined the ecosystem development during the most period of time (8900–450 cal yr BP, stages 1–3), while the latter factors dominated over the last 500 years (450 cal yr BP – present time, stages 4–8) and included agricultural activities, maintaining the drainage system, and dredging operations.
5. Changes in the hydrological regime of Lake Chaika over the last 200 years have presumably caused the transition of the aquatic ecosystem into a wetland and vice versa.

Acknowledgments. The fieldwork, laboratory treatment of samples, and diatom analysis were supported by the state assignment of the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science (research theme No. FMWE-2024-0025). Age-depth modelling, loss-on-ignition analysis, data review, and interpretation of the results were funded by the Russian Science Foundation (grant No. 22-17-00170, <https://rscf.ru/en/project/22-17-00170/>). The work of A. Ludikova in terms of interpretation of diatom data contributes to the State Research Programme of the Institute of Limnology RAS – SPC RAS (FFZF-2024-0002). Authors wish to thank the administration and staff of the national park “Kurshskaya kosa” (Curonian Spit) for their assistance during the investigations and for the provision of literary sources.

References

- Bronk Ramsey, C. (2021), OxCal Program v4.4, Radiocarbon Accelerator Unit, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>, (accessed 2021-02-27).
- Dam, H., A. Mertens, and J. Sinkeldam (1994), A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands, *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28(1), 117–133, <https://doi.org/10.1007/BF02334251>.
- Damušytė, A. (2011), Post-glacial geological history of the Lithuanian coastal area, phdthesis, Vilnius University.
- Davydova, N. N. (1985), *Diatoms as indicators of natural environments in water bodies during the Holocene*, 244 pp., Nauka, Leningrad (in Russian).
- Dombrovskaya, A. V., M. M. Koreneva, and S. N. Tyuremnov (1959), *Atlas of Plant Remnants Found in Peat*, 90 pp., State Energy, Moscow-Leningrad (in Russian).
- Gerb, M. A., E. K. Lange, M. V. Lyatun, Yu. Yu. Polunina, E. E. Yezhova, and N. V. Chibisova (2014), Assessment of the ecological state of lake Chaika (Curonian Spit) by hydrobiological and hydrochemical parameters, *KSTU News*, 34, 52–60 (in Russian).

- Gubareva, I. Yu., and M. A. Gerb (2014), Hygrophilous flora of lake Chaika (Curonian Spit National Park), in *Problems of studying and protection of natural and cultural heritage of the Curonian Spit National Park*, vol. 10, pp. 25–44, Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad (in Russian).
- Juggins, S. (2014), C2 Version 1.7.6., <https://www.staff.ncl.ac.uk/stephen.juggins/software/C2Home.htm>.
- Katz, N. Y., S. V. Katz, and E. I. Skobeeva (1977), *Atlas of Plant Remnants in Peat*, 376 pp., Nedra, Moscow (in Russian).
- Kazakauskas, V., and A. Gaigalas (2004), Varvometric estimation of the duration of Daniglacial glaciolacustrine sedimentation in Lithuania, *Geologija*, 48, 44–54.
- Korotkina, M. Y. (1939), Botanical analysis of peat, in *Methods of peat-bog investigation. Part 2. Laboratory and desk works*, pp. 5–59, The People's Commissariat for Agriculture of the RSFSR, Moscow (in Russian).
- Kuzmin, S. Yu. (2006), Assessment of the ecological state of the lakes of the Curonian Spit by hydrobiological methods, in *Problems of studying and protection of natural and cultural heritage of the Curonian Spit National Park*, vol. 4, pp. 95–102, Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad (in Russian).
- Lasberg, K., and V. Kalm (2013), Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain, *Boreas*, 42(4), 995–1007, <https://doi.org/10.1111/bor.12016>.
- Mager, F. (1938), *Die Landschaftsentwicklung der Kurischen Nehrung*, 240 pp., Gräfe und Unser Velag, Königsberg (in German).
- Matyushenko, V. P. (1939a), Identification of sedges in peat by radices, in *Methods of peat-bog investigation. Part. 1 Field study*, pp. 93–102, The People's Commissariat for Agriculture of the RSFSR, Moscow (in Russian).
- Matyushenko, V. P. (1939b), Identification of the arboreal remnants in peat, in *Methods of peat-bog investigation. Part. 1 Field study*, pp. 103–115, The People's Commissariat for Agriculture of the RSFSR, Moscow (in Russian).
- Napreenko, M. G., A. V. Orlov, T. V. Napreenko-Dorokhova, D. A. Subetto, and I. A. Sosnina (2020), Preliminary data on formation and depositional environments of lake Chaika in the central part of the Curonian Spit (Kaliningrad region, Russia, South-Eastern Baltic), *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 438(1), 012,019, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012019>.
- Paul, K. H. (1944), *Morphologie und Vegetation der Kurischen Nehrung: Gestaltung der Bodenformen in ihrer Abhängigkeit von der Pflanzendecke*, *Nova acta Leopoldina*, vol. 1, Dt. Akad. der Naturforscher.
- Piavtchenko, N. I. (1963), *Peat decomposition degree and techniques of its estimation*, 55 pp., Institute of Forest and Wood, SB of the USSR Academy of Sciences, Krasnoyarsk (in Russian).
- Reimer, P. J., W. E. N. Austin, E. Bard, A. Bayliss, et al. (2020), The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP), *Radiocarbon*, 62(4), 725–757, <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>.
- Rinterknecht, V. R., A. Bitinas, P. U. Clark, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and E. J. Brook (2008), Timing of the last deglaciation in Lithuania, *Boreas*, 37(3), 426–433, <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00027.x>.
- Santisteban, J. I., R. Mediavilla, E. López-Pamo, C. J. Dabrio, M. Blanca Ruiz Zapata, M. José Gil García, S. C. no, and P. E. Martínez-Alfaro (2004), Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments?, *Journal of Paleolimnology*, 32(3), 287–299, <https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000042999.30131.5b>.
- Schlicht, O. (1927), *Die Kurische Nehrung in Wort und Bild*, 180 pp., Gräfe und Unser Velag, Königsberg (in German).
- Sergeeva, M. A. (2011), *Peat: chemical analysis and basics of complex processing*, 84 pp., Tomsk State University of Education, Tomsk (in Russian).
- Snøeij, P. (1993), *Intercalibration and Distribution of Diatom Species in the Baltic Sea, Volume 1*, 130 pp., Opulus Press, Upsala.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, and R. W. Reimer (2021), CALIB 8.2, <http://calib.org>, (accessed 2021-02-27).

- Tsibaliyova, G. A., and S. Yu. Kuzmin (2009), Zooplankton of dune lakes of the Curonian Spit, *Hydrobiology and ichthyopathology*, pp. 124–131 (in Russian).
- Uścińowicz, S. (1999), Southern Baltic area during the last deglaciation, *Geological Quarterly*, 43(2), 137–148.
- Uścińowicz, S. (2006), A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea, *Quaternary International*, 145–146, 86–105, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.007>.
- Witkowski, A., H. Lange-Bertalot, and D. Metzeltin (2000), *Diatom Flora of Marine Coasts I. Iconographia Diatomologica*, 925 pp., A. R. G. Gantner Verlag, Ruggell.

VARIABILITY OF PRIMARY PRODUCTIVITY AS AN INITIAL LINK IN CARBON FLUX UNDER THE INFLUENCE OF HYDROLOGICAL CONDITIONS IN THE BALTIC SEA

S. A. Mosharov^{*,1,2} , I. V. Mosharova^{1,2} , K. A. Borovkova² , and E. S. Bubnova^{1,2} 

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

²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

* **Correspondence to:** Sergey A. Mosharov, sampost@list.ru.

Abstract: Investigating variability in phytoplankton primary productivity as a key component of the “biological pump” is critical to quantifying flux in the marine environment. We hypothesized that under certain hydrological conditions, changes in phytoplankton productivity are greater with changes in photosynthetic efficiency (the ratio of primary production (PP) to the rate of electron transport in the phytoplankton photosystem, PP/ETR) than with changes in chlorophyll content. This study showed that increase of PP during sharp changes in hydrological parameters in the temporary frontal South-East Baltic (SEB) is achieved by increasing the efficiency of photosynthesis, i.e., the degree of use of light energy captured by chlorophyll a (Chl a). In the Gulf of Finland (GF), an increase in PP followed an increase in salinity from the Neva mouth to the sea and controls chlorophyll contents with low variability in photosynthetic efficiency. For SEB and GF, measurements of parameters of phytoplankton productivity and chlorophyll a content in late autumn (November) are carried out. The first stage of carbon flow (in biological pump), expressed in terms of primary production, was higher in the SEB than in the GF.

Keywords: primary productivity, carbon flux, photosynthetic efficiency, active chlorophyll fluorescence, frontal zone, Baltic Sea.

Citation: Mosharov, S. A., I. V. Mosharova, K. A. Borovkova, and E. S. Bubnova (2024), Variability of Primary Productivity as an Initial Link in Carbon Flux Under the Influence of Hydrological Conditions in the Baltic Sea, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2007, EDN: YCZUCI, <https://doi.org/10.2205/2024es000888>

1. Introduction

Primary productivity is a key parameter of the current state and dynamics of marine ecosystems, since it determines the trophic dynamics of marine organisms and the biogeochemical cycling of nutrients. The climatic role of the primary productivity of phytoplankton is also important as the main process of the biological pump [Laws and Maiti, 2019], which ensures the entry of atmospheric CO_2 into the sea (in the form of synthesized suspended and dissolved forms of organic carbon) with subsequent sedimentation into the deep layers of the water column and bottom sediments. Thus, the value of primary production (PP) can characterize the initial stage of the flux of carbon from the atmosphere (in the form of CO_2) into the upper layers of the water column (in the form of phytoplankton biomass or suspended organic matter).

Primary productivity at a particular point in the sea depends on the concentration of chlorophyll a (Chl a), the level of illumination and the activity of the photosynthetic apparatus, which is associated, first of all, with the efficiency of light absorption by pigments and its conversion into chemically bound energy. This energy is used to synthesize organic matter through photosynthesis. The efficiency of using captured solar energy in the processes of synthesis of organic matter depends on such environmental factors as the content of nutrients, temperature and salinity, as well as on the gradients of these factors. It was previously shown that photosynthetic efficiency increases significantly along gradients

RESEARCH ARTICLE

Received: 4 October 2023

Accepted: 11 December 2023

Published: 20 May 2024



Copyright: © 2024. 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/>).

of hydrological conditions, including in frontal zones of different nature in the Kara Sea [Mosharov *et al.*, 2019].

For several decades, to assess the variability of primary productivity, a parameter such as the assimilation number (AN) has been used – PP normalized by $Chl\ a$ [Behrenfeld and Falkowsk, 1997; Eppley, 1972]. Platt and Gallegos [Platt and Ch. L. Gallegos, 1980] introduced the “scaled rate” of photosynthesis, or P^B (production normalized by biomass), which is equivalent in size to AN . It was assumed that this value better characterizes the variability of productivity depending on the state of phytoplankton, environmental conditions or season than simply the rate of primary production, since it takes into account changes in phytoplankton biomass. However, it was later shown that AN depends on light and $Chl\ a$ [Cullen, 1990]. With increasing $Chl\ a$ concentration, cell size also increases [Ciotti *et al.*, 2002]. At the same time, the packaging of $Chl\ a$ in cells increases, which leads to a decrease in the efficiency of light absorption and a decrease in AN [Marra *et al.*, 2007].

In the article [Marra *et al.*, 2007] extensive observations of primary productivity, $Chl\ a$ concentrations and absorption characteristics of phytoplankton, as well as ocean optical properties were analyzed. As a result, it was shown that in many areas of the ocean, AN decreases with increasing $Chl\ a$, i.e., the variability of primary productivity in this case is not directly related to environmental conditions. The authors suggested that, across the wide range of trophic conditions found in the world's oceans, changes in productivity are more closely related to changes in the rate of light absorption by phytoplankton than to changes in $Chl\ a$ concentrations.

However, methods for measuring the rate of light absorption by phytoplankton pigments (primarily $Chl\ a$) do not provide a reliable estimate. In our opinion, to understudy the variability of primary productivity and its relationship with environmental conditions, it is most effective to study productivity normalized to the rate of electron transport in the phytoplankton photosystem. First, the linear rate of photosynthetic electron transport (ETR) can be viewed as the net process of capturing and absorbing light energy and converting it into a chemically bound form for subsequent use in the synthesis of organic matter. ETR changes are a cumulative response to environmental factors such as light, temperature, and nutrients. Secondly, measuring this key photophysiological parameter is quite simple using modern fluorimeters – pulse amplitude modulation (PAM) fluorometer [Schreiber *et al.*, 1986] or fast repetition rate fluorometer (FRRf) [Kolber *et al.*, 1998]. Active fluorescence provides a non-invasive and rapid assessment of the conversion of photon flux to electron transport rate in photosystem II (PSII).

ETR is the rate of solar energy conversion into chemical energy, which provides the biosynthesis of organic matter by phytoplankton. PP is the result of this biosynthesis, expressed by the amount of synthesized organic matter using light energy captured in reaction centers with the participation of $Chl\ a$. Each of these parameters characterizes the intensity of stages of photosynthesis – light (assimilation and conversion of light energy into chemically bound and available for biosynthesis – Relative electron transport rate (rETR)) and dark (use of stored energy for the synthesis of organic matter, PP). The degree of use of light energy captured in the processes of synthesis of organic matter can be expressed through the ratio of PP and rETR values (photosynthetic efficiency, $PP/rETR$). Lawrenz *et al.* [2013] conducted the first analysis of the variability of the ETR and PP ratio based on 17 published results of expeditionary studies in different regions of the World Ocean. Our research in the Baltic Sea areas contributes to the general knowledge of these processes.

The hypothesis we want to test from this study is that primary productivity in areas of sharp hydrological gradients (frontal zones) is determined primarily by photosynthetic efficiency.

2. Materials and Methods

2.1. Study Area and Sampling

The studies were carried out in the south-eastern part of the Baltic Sea (SEB) and in the estuary of the river Neva in the Gulf of Finland (GF) during the 54th cruise of the R/V Akademik Sergei Vavilov from November 4 to November 13, 2022 (Figure 1). Water samples were collected using a Multi Water Sampler Hydrobios MWS 12 Slimline with a set of Niskin bathometers (Hydro-Bio, Altenholz, Germany). The temperature and salinity profile was obtained using a Sea & Sun CTD48Mc hydrophysical probe (Sea & Sun Technology, Trappenkamp, Germany).

Water samples were divided into subsamples, which were used to measure Chl *a* concentration, active fluorescence, and to experimentally measure the rate of primary production.

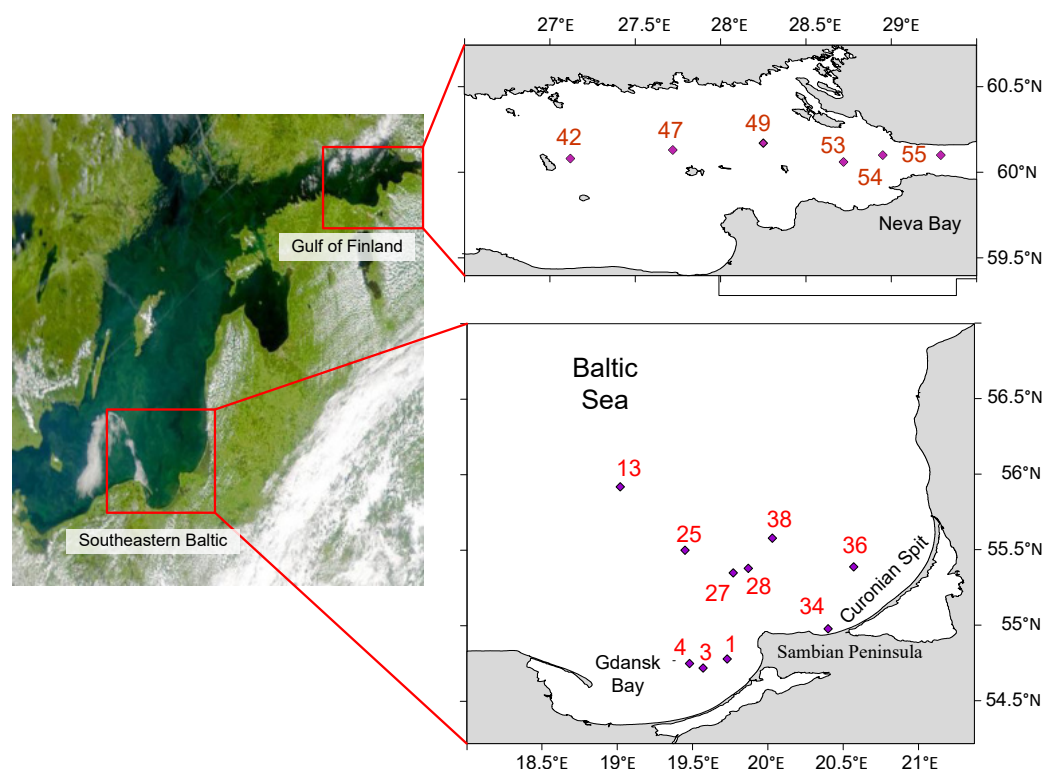


Figure 1. Research areas and station location.

2.2. Nutrient analysis

Samples to determine pH, nutrients (phosphates and nitrogen forms) and alkalinity were selected in 0.5 L plastic bottles without preservation and were treated immediately after sampling. For work in the areas with a considerable quantity of POM (bays and river-sea interfaces), the water samples were preliminarily filtered through a 1 μ m Nuclepore filter. The dissolved inorganic phosphorous ($P-PO_4$), nitrite nitrogen ($N-NO_2$), nitrate nitrogen ($N-NO_3$) and ammonium nitrogen ($N-NH_4$) concentrations were measured by using standard procedures [Grasshof et al., 1999].

2.3. Primary Productivity Parameters

Primary production was measured onboard using the ^{14}C uptake method [Steemann Nielsen, 1952]. The samples were incubated in polycarbonate flasks (50 ml) for 3 h in the original incubator with lighting and temperature maintenance. In the incubator, to simulate the light conditions corresponding to the sampling depths, each flask was illuminated by an individually adjustable LED panel (white light) with illumination level controlled using

a LI-192SA quantum sensor. The light flux of each LED panel was regulated by changing the current.

After incubation, the samples were filtered through a 0.45 µm filter (Vladipor, Russia). The samples radioactivity was determined using a Triathler liquid scintillation counter (Hidex, Turku, Finland). The biomass-specific *PP* (*AN*, mgC/mgChl *a* per h) was calculated by dividing the *PP* value by the Chl *a* concentration in the corresponding depth.

Chl *a* concentration was determined by fluorometry [Knap *et al.*, 1994]. Seawater samples (500 ml) were filtered onto GF/F filters (Whatman) at a vacuum of <100 mmHg. Filters were placed in tubes with acetone (90%) and stored at +4 °C in the darkness up to 24 h. The extracts was measured with a MEGA-25 fluorometer (MSU, Moscow, Russia) [Mosharov *et al.*, 2019] before and after acidification with 1N HCl. Calibration of the fluorometer was carried out before and after each cruise using standard Chl *a* (Sigma). The concentration of Chl *a* and phaeophytin *a* was calculated according to [Holm-Hansen and Riemann, 1978].

The underwater irradiance profile in the PAR range (photosynthetically active radiation, 400–700 nm) was measured using a complex including Li-190R quantum sensor, Li-193 underwater sensor, and Li-1500 DataLogger (LI-COR, Lincoln, USA). The depth of the euphotic layer was determined from the depth of 1% surface PAR.

2.4. Measurement of Fluorescence Parameters

Active fluorescence of Chl *a* was measured with a fluorometer WATER-PAM (Walz, Germany). Prior to measurement, the samples were kept in the dark for at least 20 min [Schreiber *et al.*, 1995]. The minimum (F_0) and maximum (F_m) fluorescence of the samples was measured. The maximum quantum efficiency of PSII (F_v/F_m) was calculated as [Krause and Weis, 1991]:

$$F_v/F_m = (F_m - F_0)/F_m.$$

As shown earlier, the maximum F_v/F_m values for phytoplankton under optimal conditions correspond to 0.70, with a significant difference between taxa [Juneau and Harrison, 2005; Suggett *et al.*, 2009]. The F_v/F_m value indicates the potential photosynthetic capacity of phytoplankton.

Measuring the active fluorescence of phytoplankton cells after light adaptation at illumination level *E* allows us to calculate the effective quantum yield of PSII ($\Delta F/F'_m$) [Genty *et al.*, 1989]:

$$\Delta F/F'_m = (F'_m - F_t)/F'_m,$$

where F'_m is the maximum fluorescence of light-adapted cells, F_t is the fluorescence yield of light-adapted cells.

The rETR value at a certain light level is calculated as:

$$rETR = \Delta F/F'_m \times E \times 0.5,$$

where *E* is the actinic light level (µmol photons/m² per s), and the factor 0.5 is to correct for the partitioning of photons between PSI and PSII [Lippemeier, 1999; Schreiber, 2004].

2.5. Statistical analysis

Standard statistical methods of descriptive, correlation and *t*-test analyses were used. Averages in the text below are presented with a standard deviation (± SD). Correlation is given with the coefficient of correlation (*r*), number of measurements (*n*) and the probability of the null hypothesis (*P*). Statistical analyses were performed using PAST 4.12 [Hammer *et al.*, 2001].

3. Results

3.1. Research area Hydrological and Hydrochemical Peculiarities

Based on the results of the analysis of *TS* diagrams using CTD data, the hydrophysical characteristics of the studied areas were established. The upper layer of the water column

in the GF was colder and less saline than in the SEB (Table 1). In the SEB, by November, as a result of autumn cooling and vertical convection of water, the seasonal thermocline deepened to 25–45 m. On the longitudinal section of the GF in November, the upper quasi-homogeneous layer (UML) deepened to 30–40 m and had a weakly pronounced increase in temperature with distance from the Neva Bay. The seasonal thermocline reached a depth of 50–55 m.

During our studies, the total daily solar radiation on the sea surface varied from 4 to 12 mol photons/m² per day. The depth of the euphotic zone, i.e., the penetration depth of 1% of surface illumination varied from 10 to 20 m (average 16.7 m) in the SEB and from 12 to 15 m (average 13.2 m) in the GF. Thus, during the study period, the UML was much deeper than the euphotic layer, which could contribute to the periodic removal of phytoplankton from the upper illuminated zone and a decrease in overall productivity.

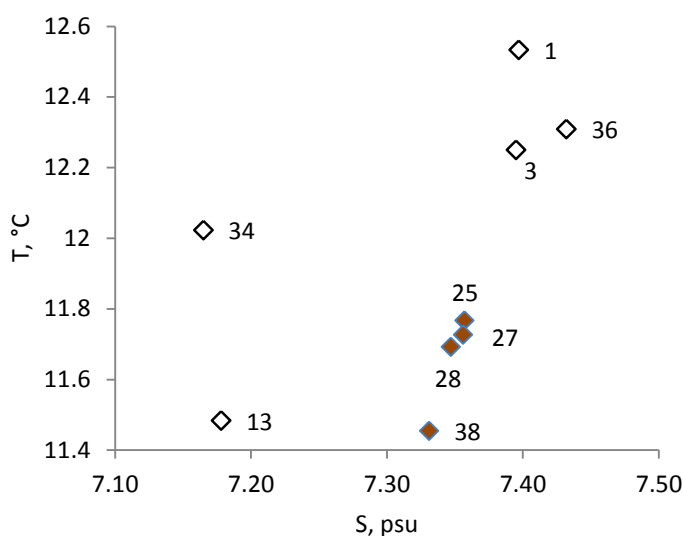


Figure 2. TS diagram for stations in the Southeastern Baltic Sea (surface). Dark diamonds are stations in the temporary frontal zone.

In terms of the relationship between temperature and salinity on the surface (Figure 2), stations 25, 27, 28, 38 differ significantly from other stations in this area. These measurements are quite similar to each other; the differences in TS characteristics between them are significantly less than with measurements outside this zone. It is possible that between the indicated group of stations and the remaining stations in this area, a temporary frontal zone may be observed [Demidov et al., 2011], associated with the interaction of desalinated water from the Vistula Lagoon with sea water. In the section in the GF from the mouth of the Neva (station 55) to the central part (station 49), the surface salinity gradually increased from 2.8 to 4.9 psu, and the water temperature – from 7 to 8.5 °C.

Nutrient content varied significantly between the two study areas (Table 1). The phosphate content in the surface layer of water in the GF was five times higher, and DIN = (NO₂ + NO₃ + NH₄) was four times higher than in the SEB. All differences were statistically significant (*t*-test, *P* < 0.05). Surface phosphate concentrations in the SEB were uniform, and dissolved inorganic nitrogen (DIN) concentrations showed a slight increasing trend from the coast to the open sea (from 3.5 μM at station 1 to 5.4 μM at station 13). The surface concentration of DIN in the GF was maximum near the mouth (29.5 μM) and decreased in the central part by 2–4 times (7.5 μM at station 47 and 14.8 μM at station 42). The change in the phosphate content in the GF was insignificant (0.74–0.95 μM).

Nutrient content (dissolved inorganic nitrogen and phosphate concentrations) varied slightly within each study area. The nitrate significantly exceeded the level limiting phytoplankton growth. The phosphate content was below the limiting level in the SEB and higher in the GF.

Table 1. Average surface values and standard deviations of hydrophysical and hydrochemical parameters for two regions of the Baltic: the southeastern part and the Gulf of Finland

Area	<i>T</i>	<i>S</i>	P–PO ₄	DIN
SEB	11.9 ± 0.4	7.3 ± 0.1	0.17 ± 0.03	4.3 ± 0.7
GF	7.9 ± 0.6	4.2 ± 0.8	0.83 ± 0.09	17.2 ± 8.0

Note: *T* – surface temperature, °C; *S* – surface salinity, psu; P–PO₄ – concentration of phosphorus in phosphate, μM; DIN – dissolved inorganic nitrogen concentration (DIN = NO₂ + NO₃ + NH₄), μM.

3.2. Parameters of Primary Productivity

The vertical distribution of Chl *a* was relatively uniform within the upper 30 m layer of the water column in both the SEB and the GF (Figure 3a). The Chl *a* concentration here varied from 0.68 to 1.22 mg/m³. In the layer below the thermocline (30 m), the Chl *a* concentration decreased significantly. In the SEB with a pronounced thermocline, this decrease was sharp and significant – on average 1.02 ± 0.21 and 0.09 ± 0.04 mg/m³ above and below the thermocline, respectively. In the GF, the thermocline was less pronounced and the decrease in Chl *a* concentration with depth was not sharp – on average 0.77 ± 0.22 and 0.27 ± 0.15 mg/m³, respectively. As can be seen in Figure 2, the variability of Chl *a* concentration within the upper mixed layer at different stations in the GF was greater than in the SEB (0.45–1.21 and 0.72–1.28 mg/m³, respectively).

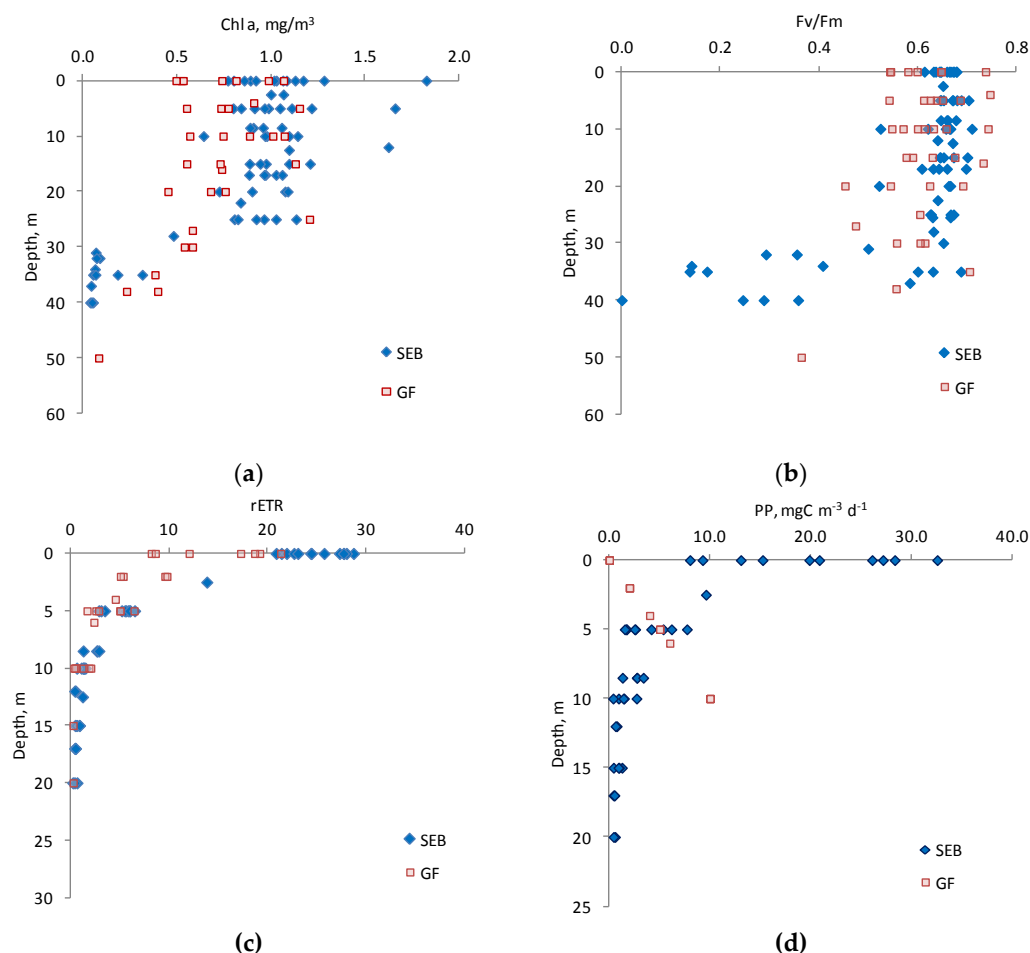


Figure 3. Vertical distribution of the parameters of primary productivity: a) chlorophyll *a*, b) maximum quantum efficiency of PSII, F_v/F_m , c) relative electron transport rate (rETR), d) primary production (PP).

The maximum quantum yield of PSII (F_v/F_m), which characterizes the potential photosynthetic capacity of phytoplankton, was high at all stations of the SEB (0.61–0.68) and GF (0.54–0.74) (Figure 3b). The lowest surface F_v/F_m value (0.54) was recorded at station 55 near the mouth of the Neva. At most profile stations, a constant or slight decrease in F_v/F_m was observed with depth in the 0–30 m layer, with the main decrease being below 30 m.

The rETR value in PSII within the euphotic zone ranged from 0.24 to 28.7 a.u. in the SEB and between 0.21 and 21.3 a.u. in the GF. At all stations, rETR decreased exponentially with depth, which is associated with a decrease in underwater irradiance (Figure 3c). rETR values were more variable at the surface than in the water column (Figure 3a). The highest

surface rETR values in the SEB (more than 27) were at coastal stations 3, 4 and 34. In the GF, surface rETR values were at an equally high level in the mouth zone (18.7–21.4 a.u.) and were minimal at the mouth of the Neva river (8.21 a.u.) (Figure 4b).

The bulk of *PP* (62–89%) was concentrated in the upper 5 m layer of the water column. A decrease in illumination with depth in the water column leads to an exponential decrease in *PP* (Figure 4d). Moreover, such a decrease was very sharp in the upper 5 m layer – *PP* values on the surface and at a depth of 5 m differed by 3–12 times at different stations of the SEB and GF. Surface *PP* varied from 8 to 32.6 mgC/m³ per day in the SEB and from 6.1 to 16.7 mgC/m³ per day in the GF. In the SEB, maximum values of surface *PP* (26.1–32.6 mgC/m³ per day) were observed in the middle part of the study area (stations 25, 27, 28 and 38), and lower values with significant variability were observed in the coastal zone (Figure 3a). In the GF, the surface *PP* increased significantly from the mouth of the Neva towards the sea (Figure 4b).

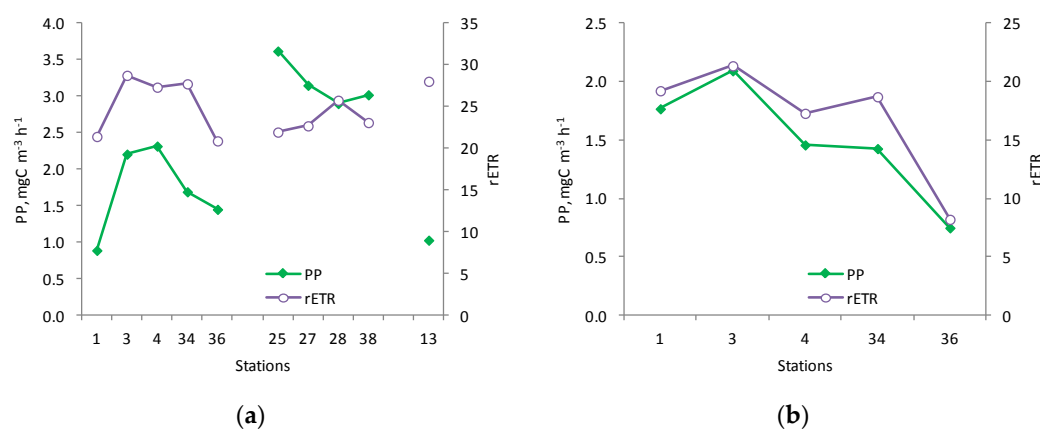


Figure 4. Distribution of surface values of primary production (*PP*) and electron transport rates in photosystem II of phytoplankton (rETR) in the Southeastern Baltic Sea (a) and in the Gulf of Finland (b).

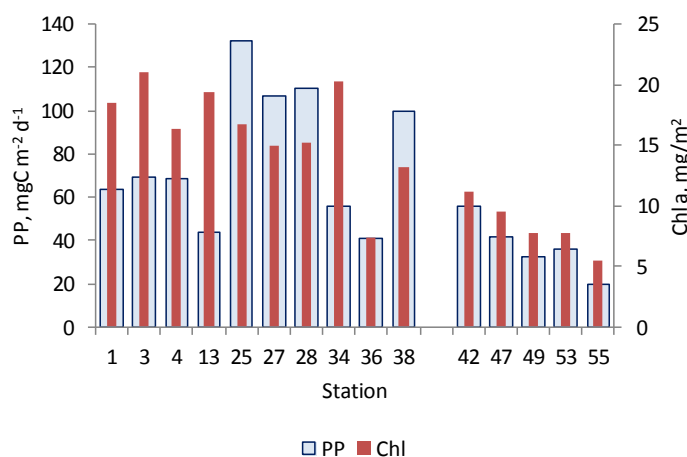


Figure 5. Depth-integrated Chl *a* and *PP* values in the Southeastern Baltic Sea (stations 1–38) and the Gulf of Finland (stations 42–55).

SEB and two times (5.5–11.1 mg/m²) in the GF (Figure 5). The average values of this parameter for SEB and GF differed twofold (16.3 ± 4.0 and 8.3 ± 1.2 mg/m², respectively). Similarly, the depth-integrated *PP* values differed by three times (41.2–132.2 mgC/m² per day) at different stations of the SEB and by two times in the GF (19.8–55.6 mgC/m² per day) (Figure 5). The average values of this parameter for each region differed twofold (79.1 ± 31.0 and 37.3 ± 13.2 mgC/m² per day, respectively). The

The maximum AN values for the water column, characterizing the specific photosynthetic activity of phytoplankton, were confined to the surface at both sites and varied at different stations from 0.69 to 3.92 mgC/mgChl per hour (on average 2.26 ± 0.69 mgC/mgChl per hour) in SEB and from 1.40 to 2.12 mgC/mgChl per hour (on average 1.78 ± 0.28 mgC/mgChl per hour) in GF. The highest values (more than 3 mgC/mgChl per hour) were detected in the middle part of the study area in the SEB (stations 25, 27 and 28). The lowest AN values (less than 1 mgC/mgChl per hour) were also found in the SEB at coastal stations 1 and 34.

The depth-integrated Chl *a* content in the euphotic layer varied three times (7.4–21.0 mg/m²) at different stations of the

differences between SEB and GF for the average values of Chl *a* and *PP* content were statistically significant (*t*-test, $P < 0.05$).

During the period of our research, the maximum photosynthetic activity of phytoplankton, expressed in terms of rETR and *PP*, was observed in the surface layer (see Figure 3). The average values of surface water productivity parameters are presented in Table 2. As can be seen from the table, the maximum quantum efficiency F_v/F_m (potential photosynthetic capacity of phytoplankton, characterizing its “health”) is almost the same in both areas. However, the biomass of phytoplankton (based on Chl *a* content) and its production activity (rETR, *PP* and *AN*) were on average significantly higher in the SEB than in the GF.

Table 2. Productivity parameters (average and standard deviation) in surface waters (0 m) for two regions of Baltic Sea

Area	Depth	Chl <i>a</i>	% Phaeo	F_v/F_m	rETR	<i>PP</i>	<i>AN</i>
SEB	71 ± 32	1.07 ± 0.31	52 ± 4	0.65 ± 0.02	24.8 ± 3.1	20.4 ± 8.48	2.26 ± 1.15
GF	41 ± 15	0.83 ± 0.21	62 ± 7	0.64 ± 0.1	16.9 ± 5.1	12.0 ± 3.99	1.78 ± 0.28

Note: Chl *a* – concentration of chlorophyll *a*, mg/m³; % Phaeo is the proportion of pheophytin in the sum of Chl *a* + pheophytin concentrations; F_v/F_m – maximum quantum efficiency, rETR – relative of electron transport rate in PSII, *PP* – primary production, mgC/m³ per day, *AN* – assimilation number, mgC/mgChl per hour.

Analysis of the relationship between *PP* and rETR, measured in parallel at the same light levels for samples from the euphotic layer, shows a strong positive correlation for all pairs of values in the GF ($r = 0.95$, $n = 19$, $P = 0.05$) (Figure 6a) and the absence of such a general correlation in the SEB (Figure 6b). However, at each station, for samples from different horizons, a very high positive correlation between *PP* and rETR was observed in both regions.

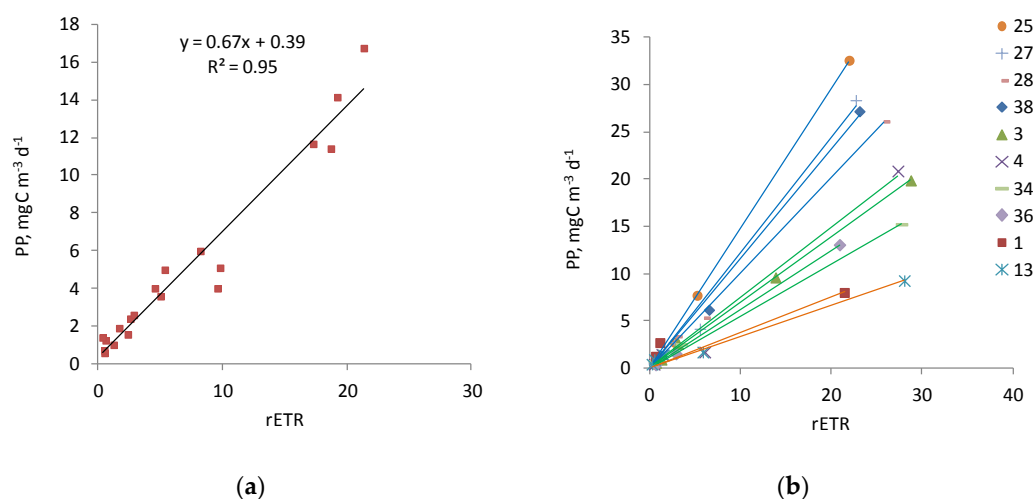


Figure 6. Relationship between primary production, *PP*, and relative electron transport, rETR, in Gulf of Finland (a) and Southeastern Baltic Sea (b). Different shapes of dots in figure (b) correspond to different stations according to the legend.

The minimum values of the regression coefficient *a* (0.33–0.38) were at station 1 (eastern part of the Gulf of Gdansk) and at station 13 (open sea) (orange lines in Figure 6b). Higher values of light energy efficiency (0.55–0.74) were observed at stations located in the coastal zone (stations 3, 4, 34, 36) (green lines in Figure 6b). The highest values (1.01–1.48) were found in the middle part of the study area with depths of 78–93 m (stations 25, 27, 28, 38) (blue line in Figure 6b), where *PP* values were also the highest.

It should be noted that the coefficients a in the regression equations based on parallel measurements of $rETR$ and PP within the euphotic layer coincide for each station with the ratio of the surface values of these parameters ($PP/rETR$). This allows the ratio of surface values to be used to determine the efficiency coefficient for the entire euphotic layer.

Salinity and nutrients (DIN and phosphate) are considered to be the most important factors influencing the values and distribution of $rETR$ and PP . The influence of the nutrient concentration on the current production capacity of phytoplankton is most effectively assessed for the surface at the same illumination. A strong negative correlation between surface values of $rETR$ and DIN was found in the GF ($r = -0.97$, $n = 5$, $P < 0.05$) (Figure 7b) and no correlation between $rETR$ and DIN in the SEB (Figure 7a). The same strong negative relationship was observed in the GF and between DIN and PP ($r = -0.68$, $n = 5$, $P < 0.05$), while in the SEB such a relationship was absent.

A strong positive correlation was established between $rETR$ and salinity in the GF ($r = 0.95$, $n = 5$, $P < 0.05$) and a strong negative correlation in the SEB ($r = -0.63$, $n = 9$, $P < 0.05$). Also, a high positive correlation ($r > 0.8$, $n = 5$, $P < 0.05$) was between salinity and other production parameters (PP , AN and $Chl\ a$) in the GF.

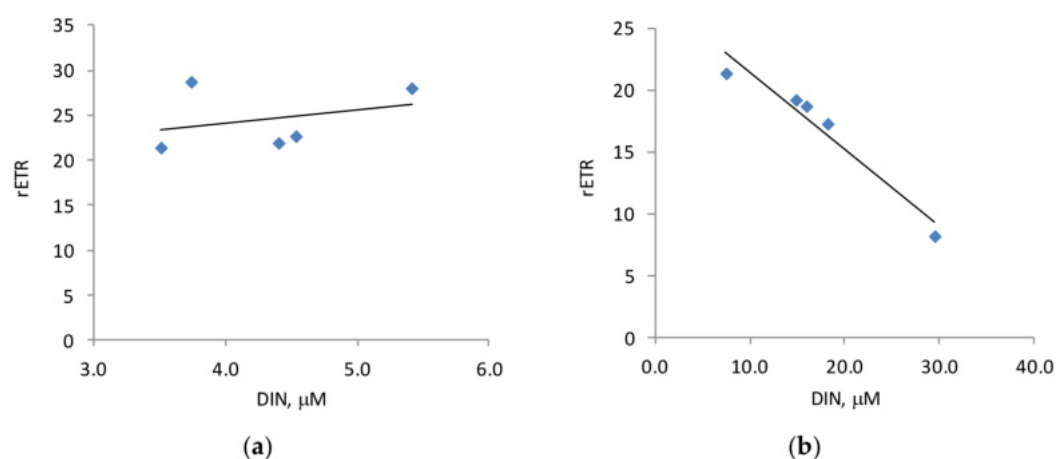


Figure 7. The relationship between the electron transport rate ($rETR$) and the content of mineral forms of nitrogen (DIN) in the Southeastern Baltic Sea (a) and in the Gulf of Finland (b).

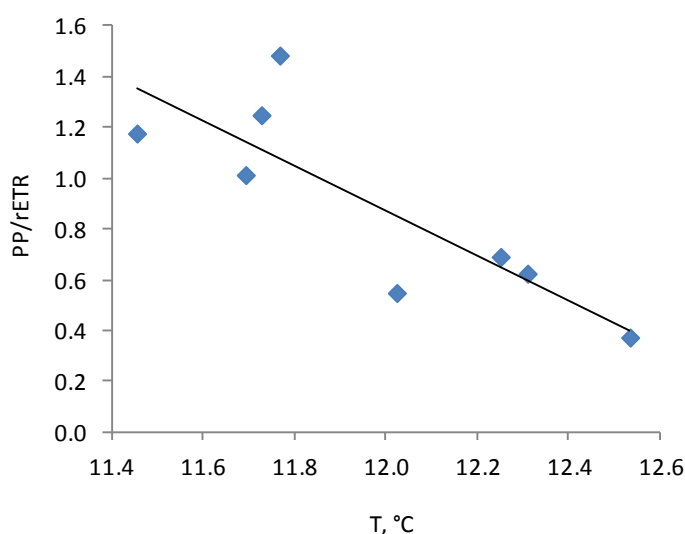


Figure 8. The relationship between photosynthetic efficiency ($PP/rETR$) and temperature (T) for stations in the Southeastern Baltic Sea.

The influence of nutrients on the photosynthetic efficiency coefficient was not revealed in this study. A strong negative relationship was found between photosynthetic efficiency ($PP/rETR$) and water temperature ($r = -0.83$, $n = 8$, $P = 0.05$) (Figure 8).

4. Discussion

The bulk of $Chl\ a$ was in the upper 25 m layer of the water column in both regions (see Figure 3). Likewise, the potential photosynthetic capacity of phytoplankton, expressed as F_v/F_m values, was uniformly high in the upper 40 m layer. However, the realization of productive potential was observed only in the surface layer of the water column. The $rETR$ and PP values were maximum in the surface layer. The leading factor for PP is light energy. A decrease in illumination with depth in the water column leads to an exponential decrease in PP . Therefore, the main part of PP (62–89%) was concentrated in the upper 5 m layer of the water

column. A similar distribution of *PP* values over depth and relatively high F_v/F_m values were shown for various areas of the Antarctic Peninsula at the end of summer [Pereira Granja Russo et al., 2018].

The depth-integrated *PP* value in the SEB in November was lower than in the southern part of the open Baltic in summer – early autumn (381–617 mgC/m² per day [Piontek et al., 2019]). The results of our *PP* measurements in the coastal zone of the SEB (Gdansk Bay and the northern coast of the Sambian Peninsula, stations 1, 2, 4 and 34) (6.7 ± 4.8 mgC/m³ per day on average for the upper layer 0–10 m) correspond to the average long-term winter values for this area (4.6 ± 5.9 mgC/m³ per day) [Kudryavtseva and Aleksandrov, 2019]. The *PP* values in the GF in November, obtained in our studies, were an order of magnitude lower than the results of *PP* measurements in July–August in the period 2003–2007 [Golubkov et al., 2017]. There is no information for comparison for other seasons.

The highest values of depth-integrated *PP* (100–130 mgC/m² per day) were in the middle part of the SEB with depths of 78–93 m (stations 25, 27, 28, 38). The maximum values of AN, which characterizes the specific photosynthetic activity of phytoplankton, were confined to the surface layer. The surface concentration of Chl *a* at most stations (except for coastal stations 1, 34 and 38) was at the same level (0.77–1.03 mg/m³), therefore variations in *PP* were determined by differences in photosynthetic activity. In the GF, the depth-integrated *PP* increased in the direction from the mouth of the Neva and was in the range of 19.8–55.6 mgC/m² per day, which corresponded to the *PP* level in the coastal zone of the SEB (41.2–69.1 mgC/m² per day). The rETR values are comparable to those for phytoplankton of the North Sea and South Atlantic (2–40 a.u.) [Röttgers, 2007].

Primary productivity parameters (rETR and *PP*) negatively correlated with the content of mineral forms of nitrogen (DIN) in water in the GF. It is likely that at very high DIN values in the GF, both light (light energy absorption, rETR) and dark (organic matter synthesis, *PP*) processes of photosynthesis are inhibited. The strong positive correlation between rETR and salinity in the GF suggests that the observed dependence of rETR on DIN is based on an increasing salinity trend (from the mouth to the outer estuary), reflecting the degree of mixing of river (biogen-saturated) and sea waters, at which DIN values decrease and, consequently, their inhibitory value decreases. In the SEB, at a lower range of DIN values, a similar inhibitory effect was observed only for rETR.

The surface *PP* values in the SEB were more variable (the difference between the minimum and maximum *PP* values is 4 times) than rETR (1.4 times), which may reflect a greater influence of environmental factors on the efficiency of using absorbed light energy in biosynthesis processes, than the solar energy conversion rate in this region. We observed a similar situation (*PP* was more variable than rETR) in the Kara Sea [Mosharov et al., 2019]. In the GF, the variability of surface *PP* was negligible (1.4 fold) and comparable to that for rETR (1.2 fold).

Empirical data obtained in different regions of the World Ocean demonstrate a linear relationship between ETR and the rate of C fixation and/or O₂ production [Kromkamp et al., 2008; Lawrenz et al., 2013; Suggett et al., 2009], but deviations from linearity have also been reported [Hancke et al., 2015; Suggett et al., 2010]. This allows us to consider rETR and *PP* as values that reflect the intensity of different stages of photosynthesis – the light and dark stages, respectively. ETR is the rate of conversion of solar energy into chemical energy of the cell, which provides the processes of biosynthesis of organic matter by phytoplankton. Primary production is the result of this biosynthesis. The *PP*/rETR ratio (photosynthetic efficiency) can serve as an indicator of the efficiency of using energy stored in the reaction centers of the photosystem during the synthesis of organic matter at the dark stage [Mosharov et al., 2019, 2022]. On the other hand, the value of the *PP*/rETR parameter can be used to calculate *PP* from the results of active fluorescence measurements.

In the SEB, photosynthetic efficiency is specific to each station, i.e., different regions are characterized by a certain ratio of the activity of the processes of assimilation of light energy

(light stage of photosynthesis) and its use for biosynthesis (dark stage of photosynthesis), apparently associated with a different combination of natural factors.

The spatial distribution of photosynthetic efficiency values ($PP/rETR$) is shown in Figure 9. In the SEB, the maximum values of this parameter in the area with depths of 78–93 m are possibly associated with the formation of a temporary frontal zone. Depending on the wind regime, the Baltic Strait, connecting the Vistula Lagoon with the sea, can serve as a powerful source of fresh water [Aleksandrov, 2010]. The flow of water from the strait can spread both along the coast and at some distance from it, which can lead to the formation of a pronounced frontal zone [Demidov et al., 2011]. At the same time, the strengthening and stabilization of the alongshore current is clearly evident, which corresponds to lower temperatures and higher salinity. The TS diagram for the SEB (see Figure 2) clearly shows that stations 25, 27, 28 and 38 are located in an area with a corresponding combination of temperature and salinity.

Our previous studies of photosynthetic efficiency on the Kara Sea shelf showed that areas with increased $PP/rETR$ are characterized by sharp gradients of hydrophysical conditions corresponding to frontal zones of various origins [Mosharov et al., 2019]. The maximum values of this parameter were observed in the zone of interaction between the river flow of the Yenisei River and sea water.

As the present study showed, an increase in photosynthetic efficiency in the central zone of the SEB with a significant thermohaline gradient led to a local increase in PP (see Figure 4a) at the same level of Chl a content and $rETR$ value (see Figs 4a and 5a). In the GF, with a pronounced increase in salinity from the mouth to the sea and the absence of sharp gradients, the $PP/rETR$ values at different transect stations varied slightly (0.61–0.78) (Figure 9). At the same time, all indicators of phytoplankton productivity (Chl a , $rETR$ and PP) increased almost synchronously with the increase in salinity (Figures 3b and 4). Thus, the local increase in PP in this region was due to both an increase in the abundance of phytoplankton and an increase in its light-catching activity. It is interesting to note that the values of photosynthetic efficiency in the GF correspond to the values in the coastal zone of the SEB.

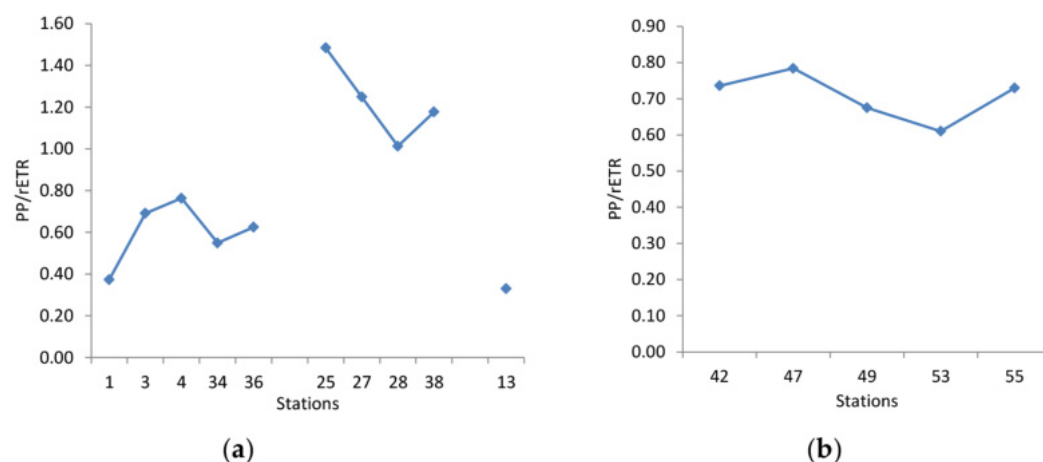


Figure 9. Distribution of surface values of photosynthetic efficiency $PP/rETR$ in the south-eastern part of the Baltic (a) and the Gulf of Finland (b).

Earlier in 2021, we conducted studies of the seasonal variability of primary production and the formation of carbon flows in the eastern part of the Bay of Gdansk at the offshore site of the Kaliningrad Carbon supersite [Mosharov et al., 2022]. A significant seasonal difference in photosynthetic efficiency and primary production values was shown, which determined the seasonal variability of the initial stage of carbon flux. The maximum photosynthetic efficiency was observed in summer and early autumn, and the minimum in late autumn in November. At the same time, seasonal differences reached 8 times. In the present study, conducted in November 2022, Station 3 was located adjacent to the

Carbon supersite, allowing estimates of interannual variability in primary production and, consequently, the magnitude of the carbon flux from the atmosphere to the sea. It was found that the $PP/rETR$ value in November 2022 was twice as high as in November 2021.

5. Conclusions

In the south-eastern part of the Baltic Sea and in the Gulf of Finland, in the zone of interaction between river and sea waters, primary productivity increases with increasing salinity. With a significant thermohaline gradient in the central part of the SEB, an increase in PP occurs due to an increase in photosynthetic efficiency ($PP/rETR$) with minor fluctuations in the Chl a concentration and $rETR$ in this region. On the other hand, in the GF, with a gradual increase in salinity from the mouth of the Neva to the outer estuary, PP values increase due to an increase in the Chl a concentration, while photosynthetic efficiency changes slightly.

Potential photosynthetic capacity of phytoplankton, measured by maximum quantum efficiency (F_v/F_m) (phytoplankton health), was high at all stations in both areas. The bulk of PP (62–89%) was in the upper 5 m layer. Chl a and F_v/F_m were evenly distributed in the upper 30 m layer in both areas. Thus, the high potential of phytoplankton productivity and, accordingly, the initial stage of carbon flow, which persists at the end of the growing season, is realized to varying degrees in the shelf zone of the SEB, reaching a maximum in the frontal zone with a sharp thermohaline gradient. The abundance of phytoplankton (in terms of Chl a content) and its production activity ($rETR$, PP) in the SEB is significantly higher than in the GF. Based on this, we can reasonably assume a higher carbon flux from the atmosphere to the upper layers of the water column (at the initial stage of the biological pump in the process of primary production) in late autumn in the central zone of the SEB, compared to the estuarine zone in the GF.

Acknowledgements. Data collection and preliminary processing was funded by the state assignment of SIO RAS (theme # FMWE-2024-0025). Analysis and interpretation of data on spatial distribution of relative electron transport rate, the maximum quantum efficiency of PSII, and primary production were supported by the state assignment of the IKBFU (theme # FZWM-2024-0015).

References

- Aleksandrov, S. V. (2010), Biological production and eutrophication of Baltic Sea estuarine ecosystems: The Curonian and Vistula Lagoons, *Marine Pollution Bulletin*, 61(4–6), 205–210, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.02.015>.
- Behrenfeld, M. J., and P. G. Falkowsk (1997), Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Limnology and Oceanography*, 42(1), 1–20.
- Ciotti, A. M., M. R. Lewis, and J. J. Cullen (2002), Assessment of the relationships between dominant cell size in natural phytoplankton communities and the spectral shape of the absorption coefficient, *Limnology and Oceanography*, 47(2), 404–417.
- Cullen, J. J. (1990), On models of growth and photosynthesis in phytoplankton, *Deep-Sea Research*, 37, 667–683.
- Demidov, A. N., S. A. Myslenkov, V. A. Gritsenko, V. Ya. Sultanov, M. N. Pisareva, K. P. Silvestrova, and A. A. Polukhin (2011), Specific features of water structure and dynamics within the coastal part of the Baltic Sea near the Sambian Peninsula, *Moscow University Bulletin. Series 5, Geography*, 1, 41–47 (in Russian), EDN: OIPRSH.
- Eppley, R. W. (1972), Temperature and phytoplankton growth in the sea, *Fishery Bulletin*, 70(4), 1063–1085.
- Genty, B., J.-M. Briantais, and N. R. Baker (1989), The relationship between the quantum yield of photosynthetic electron transport and quenching of chlorophyll fluorescence, *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - General Subjects*, 990(1), 87–92, [https://doi.org/10.1016/S0304-4165\(89\)80016-9](https://doi.org/10.1016/S0304-4165(89)80016-9).
- Golubkov, S., M. Golubkov, A. Tiunov, and V. Nikulina (2017), Long-term changes in primary production and mineralization of organic matter in the Neva Estuary (Baltic Sea), *Journal of Marine Systems*, 171, 73–80, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.12.009>.

- Grasshof, K., K. Kremling, and M. Ehrhardt (Eds.) (1999), *Methods of Seawater Analysis*, 3rd ed., 577 pp., Wiley, <https://doi.org/10.1002/9783527613984>.
- Hammer, Ø., D. A. T. Harper, and P. D. Ryan (2001), Past: paleontological statistics software package for education and data analysis, *Palaeontologia Electronica*, 4, 1–9.
- Hancke, K., T. Dalsgaard, M. K. Sej, S. Markager, and R. N. Glud (2015), Phytoplankton Productivity in an Arctic Fjord (West Greenland): Estimating Electron Requirements for Carbon Fixation and Oxygen Production, *PLOS ONE*, 10(7), e0133275, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0133275>.
- Holm-Hansen, O., and B. Rieman (1978), Chlorophyll a Determination: Improvements in Methodology, *Oikos*, 30(3), 438, <https://doi.org/10.2307/3543338>.
- Juneau, P., and P. J. Harrison (2005), Comparison by PAM Fluorometry of Photosynthetic Activity of Nine Marine Phytoplankton Grown Under Identical Conditions, *Photochemistry and Photobiology*, 81(3), 649–653, <https://doi.org/10.1111/j.1751-1097.2005.tb00239.x>.
- Knap, A., A. Michaels, A. Close, H. Ducklow, and A. Dickson (Eds.) (1994), *Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Core Measurements. Reprint of the IOC Manuals and Guides No. 29*, UNESCO.
- Kolber, Z. S., O. Prášil, and P. G. Falkowski (1998), Measurements of variable chlorophyll fluorescence using fast repetition rate techniques: defining methodology and experimental protocols, *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - Bioenergetics*, 1367(1–3), 88–106, [https://doi.org/10.1016/S0005-2728\(98\)00135-2](https://doi.org/10.1016/S0005-2728(98)00135-2).
- Krause, G. H., and E. Weis (1991), Chlorophyll Fluorescence and Photosynthesis: The Basics, *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, 42(1), 313–349, <https://doi.org/10.1146/annurev.pp.42.060191.001525>.
- Kromkamp, J. C., N. A. Dijkman, J. Peene, S. G. H. Simis, and H. J. Gons (2008), Estimating phytoplankton primary production in Lake IJsselmeer (The Netherlands) using variable fluorescence (PAM-FRRF) and C-uptake techniques, *European Journal of Phycology*, 43(4), 327–344, <https://doi.org/10.1080/09670260802080895>.
- Kudryavtseva, E. A., and S. V. Aleksandrov (2019), Hydrological and Hydrochemical Underpinnings of Primary Production and Division of the Russian Sector in the Gdansk Basin of the Baltic Sea, *Oceanology*, 59(1), 49–65, <https://doi.org/10.1134/S0001437019010077>.
- Lawrenz, E., G. Silsbe, E. Capuzzo, P. Ylöstalo, et al. (2013), Predicting the Electron Requirement for Carbon Fixation in Seas and Oceans, *PLoS ONE*, 8(3), e58137, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0058137>.
- Laws, E. A., and K. Maiti (2019), The relationship between primary production and export production in the ocean: Effects of time lags and temporal variability, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 148, 100–107, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.05.006>.
- Lippemeier, S. (1999), Direct impact of silicate on the photosynthetic performance of the diatom *Thalassiosira weissflogii* assessed by on- and off-line PAM fluorescence measurements, *Journal of Plankton Research*, 21(2), 269–283, <https://doi.org/10.1093/plankt/21.2.269>.
- Marra, J., Ch. C. Trees, and J. E. O'Reilly (2007), Phytoplankton pigment absorption: A strong predictor of primary productivity in the surface ocean, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(2), 155–163, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.12.001>.
- Mosharov, S. A., V. M. Sergeeva, V. V. Kremenetskiy, A. F. Sazhin, and S. V. Stepanova (2019), Assessment of phytoplankton photosynthetic efficiency based on measurement of fluorescence parameters and radiocarbon uptake in the Kara Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 218, 59–69, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.12.004>.
- Mosharov, S. A., I. V. Mosharova, O. A. Dmitrieva, A. S. Semenova, and M. O. Ulyanova (2022), Seasonal Variability of Plankton Production Parameters as the Basis for the Formation of Organic Matter Flow in the Southeastern Part of the Baltic Sea, *Water*, 14(24), 4099, <https://doi.org/10.3390/w14244099>.
- Pereira Granja Russo, A. D., M. S. de Souza, C. R. Borges Mendes, V. Maria Tavano, and C. A. Eiras Garcia (2018), Spatial variability of photophysiology and primary production rates of the phytoplankton communities across the western Antarctic Peninsula in late summer 2013, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 149, 99–110, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.09.021>.

- Piontek, J., S. Endres, F. A. C. Le Moigne, M. Schartau, and A. Engel (2019), Relevance of Nutrient-Limited Phytoplankton Production and Its Bacterial Remineralization for Carbon and Oxygen Fluxes in the Baltic Sea, *Frontiers in Marine Science*, 6, <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00581>.
- Platt, T., and Ch. L. Gallegos (1980), Modelling Primary Production, in *Primary Productivity in the Sea*, pp. 339–362, Springer US, https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3890-1_19.
- Röttgers, R. (2007), Comparison of different variable chlorophyll a fluorescence techniques to determine photosynthetic parameters of natural phytoplankton, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(3), 437–451, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.12.007>.
- Schreiber, U. (2004), Pulse-Amplitude-Modulation (PAM) Fluorometry and Saturation Pulse Method: An Overview, in *Advances in Photosynthesis and Respiration*, pp. 279–319, Springer Netherlands, https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3218-9_11.
- Schreiber, U., U. Schliwa, and W. Bilger (1986), Continuous recording of photochemical and non-photochemical chlorophyll fluorescence quenching with a new type of modulation fluorometer, *Photosynthesis Research*, 10(1–2), 51–62, <https://doi.org/10.1007/BF00024185>.
- Schreiber, U., W. Bilger, and C. Neubauer (1995), Chlorophyll Fluorescence as a Nonintrusive Indicator for Rapid Assessment of In Vivo Photosynthesis, in *Ecophysiology of Photosynthesis*, pp. 49–70, Springer Berlin Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-642-79354-7_3.
- Steemann Nielsen, E. (1952), The Use of Radio-active Carbon (C14) for Measuring Organic Production in the Sea, *ICES Journal of Marine Science*, 18(2), 117–140, <https://doi.org/10.1093/icesjms/18.2.117>.
- Suggett, D. J., H. L. MacIntyre, T. M. Kana, and R. J. Geider (2009), Comparing electron transport with gas exchange: parameterising exchange rates between alternative photosynthetic currencies for eukaryotic phytoplankton, *Aquatic Microbial Ecology*, 56, 147–162, <https://doi.org/10.3354/ame01303>.
- Suggett, D. J., C. M. Moore, and R. J. Geider (2010), Estimating Aquatic Productivity from Active Fluorescence Measurements, in *Chlorophyll a Fluorescence in Aquatic Sciences: Methods and Applications*, pp. 103–127, Springer Netherlands, https://doi.org/10.1007/978-90-481-9268-7_6.

ON THE ESTIMATION OF THE INTERANNUAL VARIABILITY OF THE OCEAN SURFACE TEMPERATURE IN THE AREA OF THE PERUVIAN UPWELLING

J. Martina^{*1} , S. M. Gordeeva¹ , and V. N. Malinin¹ 

¹Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

* **Correspondence to:** Jimmy Martina, jimmyjmv1@hotmail.com.

Abstract: The interannual variability of the ocean surface temperature in the area of the Peruvian upwelling for the period 1980–2022 is considered according to the satellite archive GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) using the methods of multivariate statistical analysis. Local foci of significant trends, for average annual Sea Surface Temperature (SST) values, were identified near the Peruvian offshore. Four regions (clusters) were obtained, which describe the variability of SST in front off Peru, which could be used to pretend to develop a prognostic oceanographic model. Furthermore, coincidences of temperature fluctuations were found between the first cluster and the region N3+4.

Keywords: Peruvian upwelling, ocean surface temperature, interannual variability, multivariate statistical analysis.

Citation: Martina, J., S. M. Gordeeva, and V. N. Malinin (2024), On the Estimation of the Interannual Variability of the Ocean Surface Temperature in the Area of the Peruvian Upwelling, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2009, EDN: QUZFII, <https://doi.org/10.2205/2024es000876>

Introduction

It is known that the ocean and the atmosphere are a single interconnected system. Large-scale processes in this system have a decisive influence on the formation of weather and climate in South America, mainly in Peru [Brink *et al.*, 1983; Karstensen and Ulloa, 2009].

The Peruvian upwelling (PU) is driven by the interaction of oceanic and atmospheric factors and is one of the four highly productive upwelling areas in the oceans and the largest one in terms of fish catches [Bakun and Weeks, 2008; Gutiérrez *et al.*, 2016; Heileman *et al.*, 2009]. The PU is formed by the cold Peruvian Current, which comes from southern Chile and flows northward the equator. As a result of the wind blowing in the direction of the equator, the Coriolis force in the trade wind deflects the current to the west [Karstensen and Ulloa, 2009; Ramos *et al.*, 2022].

Upwelling process (the rise to the surface of high-nutrient water) contributes to the formation of important biological productivity of the area. In the waters of the Peruvian upwelling, it is about 0.02% of the area of the oceans, where almost 20% of the world's fish catch is produced [Agüero and Claveri, 2007; Bakun, 1996; Bakun and Weeks, 2008; Bakun *et al.*, 2010, 2015; Bertrand *et al.*, 2004; Brink *et al.*, 1983; Castillo *et al.*, 2018; Chavez *et al.*, 2008; Espinoza-Morriberón *et al.*, 2017; FAO, 2022; Nixon and Thomas, 2001].

Figure 1 shows the distribution in million tons of fish catches of the 10 largest fish-producing countries according to FAO data [FAO, 2022]. It is easy to see that their total catch reaches 57% of the world fishing. At the same time, the largest fishing country is China, which is twice ahead of Indonesia that is in the second place. It is China and Peru that get the most fish in the Peruvian Upwelling region.

For Peruvians, fishing is of great economic importance. Therefore, studying factors on bioproductivity in this region is not only important for scientific knowledge, but also practical. Therefore, the purpose of this article is to study the variability of sea water temperature because it has an important impact on the vital activity of marine organisms. Temperature changes can manifest itself in an explicit and indirect form since it can

RESEARCH ARTICLE

Received: 1 July 2023

Accepted: 16 October 2023

Published: 27 May 2024



Copyright: © 2024. 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/>).

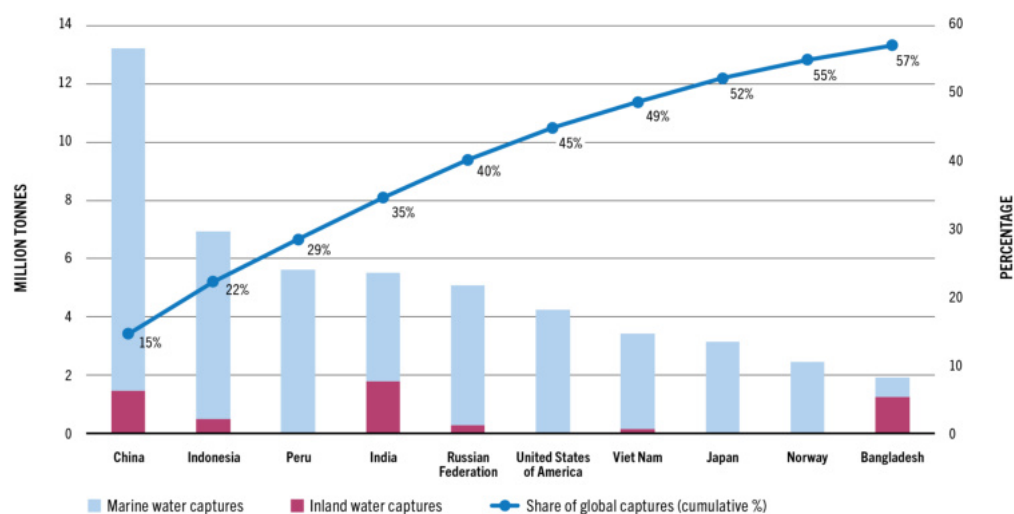


Figure 1. Distribution in million tons of fish catches of the 10 largest fish-producing countries in 2020 according to FAO data [FAO, 2022].

accelerate or slow down growth, and even lead to mass death during sudden temperature changes [Bohle-Carbonell, 1989; Malinin, 2002; Penven et al., 2005; Ramos et al., 2022; Zavala et al., 2019].

With regard to modelling work off the coast of Peru, there were several publications in which oceanographic variables were considered as interconnected with each other. For example, [Tarazona and Arntz, 2001] proposed a joint model of satellite data on sea surface temperature (SST) and tidal sea level anomalies to study their interannual and interdecadal variability. [Penven et al., 2005] and [Aguirre, 2015] were constantly working on modelling upwelling characteristics in different seasons of the year. In addition, [Huaranga, 2020; Wang et al., 2019] modelled the wind and its effect on the surface waters of the sea.

[Bakun, 1996; Bakun and Weeks, 2008; Bakun et al., 2010, 2015; Bertrand et al., 2004] hypothesized that an increase in greenhouse gases will result in considerable changes in land-sea pressure gradients, which would affect global wind patterns and in the natural state, would eventually increase the upwelling pressure in the oceans. Then, in the case of developing a predictive ocean temperature model, it would be possible to determine fish landings to a certain extent [Castillo et al., 2021; Massing et al., 2022; Penven et al., 2005; Ramos et al., 2022; Swartzman et al., 2008; Zavala et al., 2019].

It was also said that there was no clear evidence of associated changes in wind dynamics [Abrahams et al., 2021].

On the other hand, according to recent modelling [Chang et al., 2023], upwelling systems in the Southern Hemisphere showed a future strengthening of coastal winds with rapid coastal warming, which cannot be explained by the Bakun hypothesis.

In addition, [Krasnoborodko, 2018] described the relationship between the displacement of the pole of the Earth's rotation axis relative to its geographic pole and fishing in the Peruvian subzone of the southeastern Pacific Ocean.

As a result, such processes would take part in the uncertainty on the construction of a predictive model.

The main goal of this work is to statistically analyze the interannual variability of SST in the Peruvian upwelling area, which includes a description of linear trends, zoning of the PU water area according to annual SST values using the methods of factor and cluster analysis, identification of cluster centres and their statistical analysis with an assessment of the relationship with the El Nino indices (ENSO).

Materials and Methods

For this purpose, the GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) database was used. The GODAS system is based on the quasi-global configuration of the GFDL MOM.v3 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Modular Ocean Model). The model area extends from 75°S up to 65°N and has a resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ magnified to $1/3^\circ$ north-south within 10° of the equator. The PU area is accepted within the boundaries from 4°S up to 40°S [Tarazona and Arntz, 2001] (Figure 2). A total 216 points of the grid area were identified, for which the average monthly values of SST for the period 1980–2020 were selected from the GODAS database. We consider a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ optimal for studying large-scale SST variability.

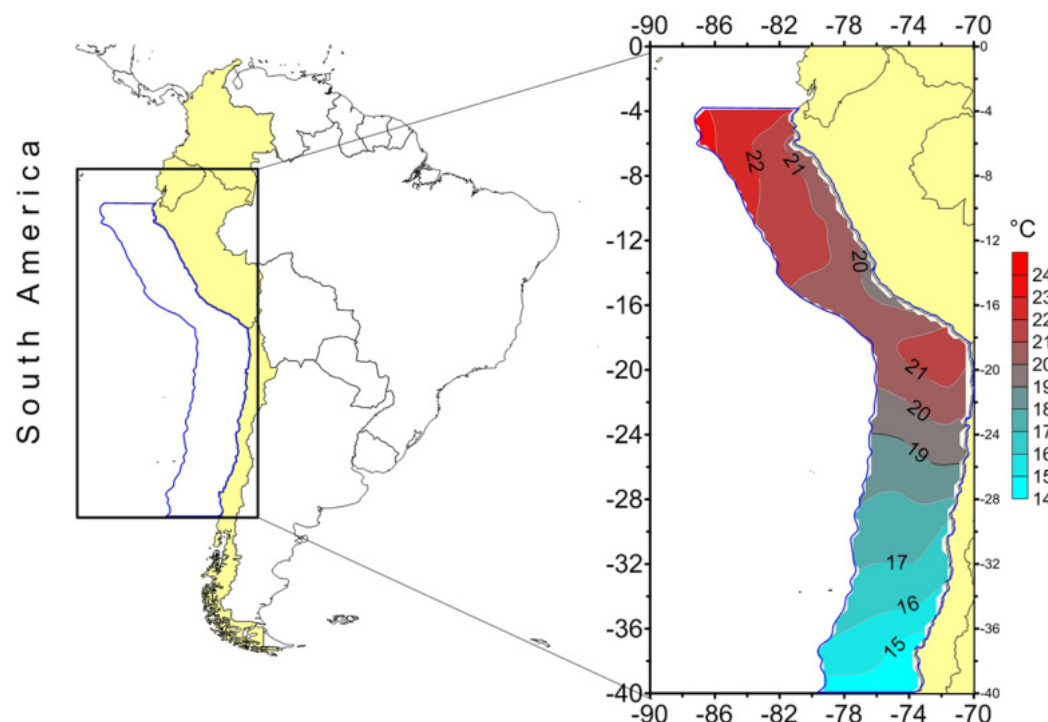


Figure 2. Selected region of the Peruvian upwelling (PU) and distribution of annual mean SST values for the period 1980–2020, computed from the GODAS database [http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/GODAS/monthly/].

Initially, statistical characteristics of annual SST values (arithmetic mean, standard deviation, trend value and its coefficient of determination) were calculated at grid nodes. The coefficient of determination was used to determine the contribution of the trend to the dispersion of the original series. The significance of the trend was assessed using the Student's *t* test at a *p* level of less than 0.05 [Malinin, 2002]. Multivariate statistical analysis methods were used to study the spatiotemporal variability and zonation of the SST field. Using the method of principal factors (PCA), it was possible to dramatically compress the information and move from a 216×41 matrix to a 216×4 matrix, i.e., to identify 4 quasi-homogeneous regions (clusters) in the interannual SST variability. The use of *k*-means cluster analysis method made it possible to optimally draw boundaries between regions. For each cluster, statistical centres were identified that best characterize large-scale SST variability within the cluster.

All analyses were performed using R Statistical Software (v4.1.2; R Core Team 2021) [R Core Team, 2021].

Results and Discussion

On the Spatial Distribution for the Average Annual SST Values

Figure 3 shows the spatial distribution of trend coefficients for annual mean SST values. From Figure 3 it is clear that negative SST trends are observed throughout the entire water area of the PU. Their maximum values (numbers in absolute value) are concentrated in a narrow coastal strip of the ocean in the northern part of PU between 6° and 16°S.

It can also be noted that for almost the entire PU region, with the exception of local hotspots in the north and south of PU, SST trends are significant. The reason for the negative trends in SST is the cold Peru Current, which is formed from the northern branch of the Antarctic Circumpolar Current.

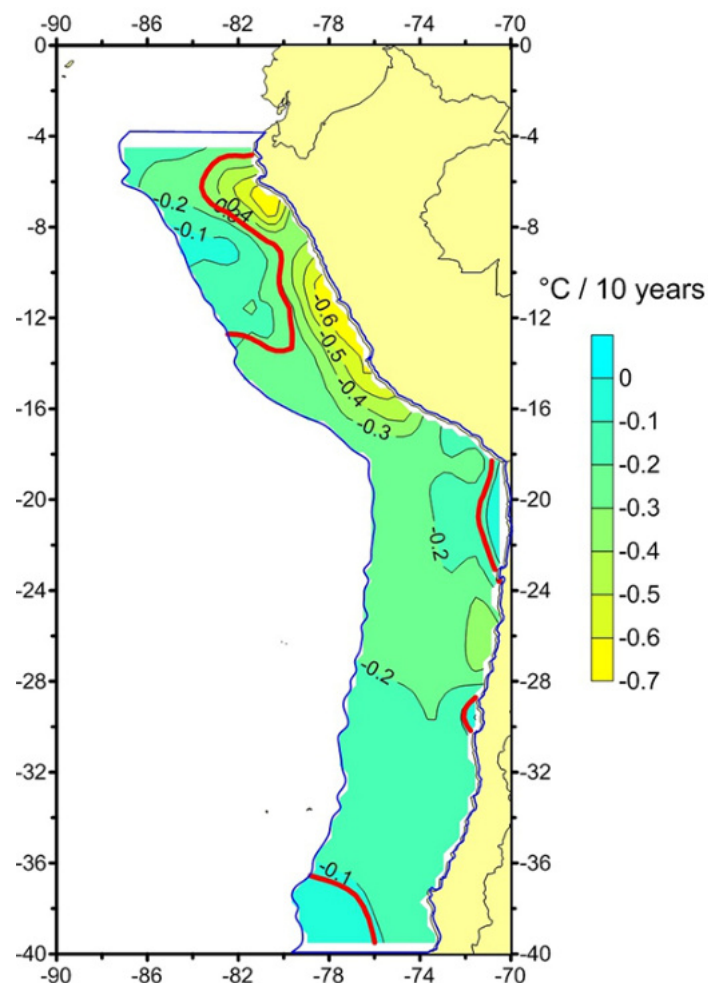


Figure 3. Spatial distribution of trend coefficients for average annual SST values in the Peruvian upwelling area. The thick red curve separates the local foci of insignificant trends.

At first glance, the relative cooling of the PU waters contradicts the well-known fact of the warming of the ocean waters. However, ocean warming is uneven. Although there is a well-defined increase in SST in most of the ocean, there are areas with negative trends. According to the Copernicus system [ECMWF, 2021], for the period 1993–2021, in the PU region and adjacent areas of the southeastern Pacific, a decrease in SST is observed, which is due to the cold Peruvian Current. It is also confirmed by [Aiken et al., 2011], whose results showed that the alongshore wind increase off Peru and Chile led to a year-round upwelling intensification, then nearshore SST decrease.

In work [Jebri et al., 2017] mentioned a conceptual hypothesis that the winds, that favour coastal upwelling, intensify with anthropogenic global warming. In fact, this hypothesis was examined by such authors for the dynamics of the Peru-Chile upwelling, covering the entire period of 1940–2014. They found evidence for intensification of upwelling-favourable winds in such a region. Furthermore, there are also evidences of wind-driven upwelling intensification continuously for 34 years (from 1980 to 2014) [Jebri et al., 2020]. It is happening off Chile since the 1980s [Falvey and Garreaud, 2009] and off central-south Peru since the 1950s [Abrahams et al., 2021; Gutiérrez et al., 2011]. Other eastern boundary upwelling systems (EBUS) of the Southern Hemisphere such as the Benguela system off southern Africa [e.g., Lamont et al., 2018] and the one west of Australia [e.g., Rousseaux et al., 2012] do not appear to show any cooling.

Although there are different views on the reasons for the cooling, it would be triggered by the intensification of the zonal circulation of the atmosphere [Malinin and Vainovsky, 2020], the main parameter of which is the

Southern Annular Mode (SAM), calculated directly from data on atmospheric pressure at meteorological stations between 40° and 65°S. Due to the intensification of the SAM, the Antarctic Circumpolar Current strengthens, including its northern branch, which forms the cold Peruvian Current. Evidence of the strengthening of the Peruvian Current is positive trends in sea level along the coast of South America [Malinin and Smirnov, 2022]. As a result, the vast water area in the PA zone is getting colder.

Spatiotemporal Variability and Zonation of the SST Field

In order to reveal the spatiotemporal connection of interannual variability of the SST field, the method of principal factors was used, the first stage of which is the method of

Table 1. Estimates of eigenvalues and the rate of their convergence of average annual SST values for 1980–2020, obtained by the method of principal factors

λ_j	First rotation			Second rotation		
	λ_j	λ_j/λ_j %	k_{rc} , %	λ_j	λ_j/λ_j %	k_{rc} , %
1	152.8	70.7	70.7	80.4	37.2	37.2
2	31.2	14.4	85.2	76.23	35.3	72.5
3	9.5	4.4	89.6	18.4	8.6	81.1
4	7.0	3.2	92.9	25.6	11.8	92.9

Note: λ_j – Eigenvalue, k_{rc} – Rate of convergence

principal components (PCA). A matrix of average annual SST values sized 216×41 was subjected to decomposition. A very high rate of convergence (k_{rc}) of the eigenvalues λ_j was found. Thus, already 1 eigenvalue λ_1 described more than 70% of the total dispersion of the SST field. In total, the first four λ_j described 93% of the dispersion of the SST field (Table 1). Analysis of the field values of the first expansion eigenvector showed that significant correlation coefficients cover the predominant part of the PU water area, i.e., the SST field looks homogeneous.

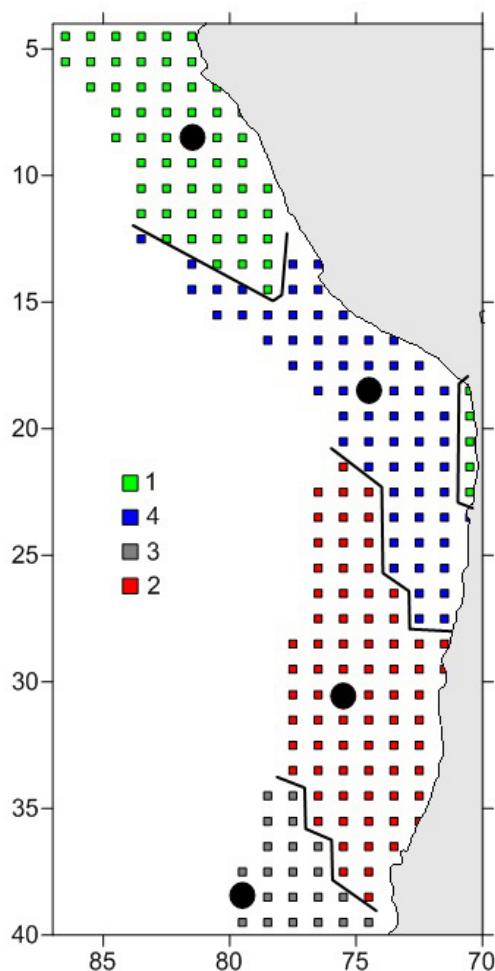


Figure 4. Results of zoning of the PU area according to the nature of interannual variability of SST. The numbers correspond to the factor numbers. Black dots indicate the centres of quasi-homogeneous regions, which optimally describe the variability of SST within the region.

Taking into account the large spatial extent of the PU region, such a result seemed unobvious. Therefore, the decomposition eigenvectors and the principal components of these 4 λ_j were subjected to a second rotation by Kaiser's varimax method. As a result of this rotation, the variance was transferred from the 1st common factor to the rest, and the 2nd factor increased by more than twice. Analysis of principal factors showed that more than 80% of the PU water area is described by the first three factor loadings (FL), which have estimates of more than 0.70. In the rest of the water area, FL estimates are "smeared out" relatively evenly, i.e., they are less than 0.65. The estimates of the fourth FL at all points of the PU water area turned out to be less than 0.65, i.e., it practically does not participate in the formation of the variability of the SST field.

According to the spatial distribution of FL values of more than 0.70, four territorially connected quasi-homogeneous regions are quite clearly distinguished in the PU water area. At the same time, four areas mainly include points with FL estimates less than 0.65. Note that, in this case, there is some uncertainty in drawing the boundaries between the regions. Finding the exact boundaries can be done using the k-means cluster analysis method, which minimizes the sum of squared intracluster distances to the cluster centre [Malinin et al., 2002]. Distances between points were found using the traditional Euclidean metric. In Figure 4 the results of zoning of the PU area, according to the nature of the interannual variability of SST, are shown.

The highest FL is noted for region 1 (cluster 1) highlighted in Figure 4 in green. It included 59 points, which were located at the extreme northern position in the PU region. The centre of this cluster has coordinates 8.5°S and 81.5°W , and its value (0.97) was the maximum for

the entire FL matrix. The second FL mainly forms the 2nd cluster (red color), which partially occupied the central and southern parts of the PU region, consists of 74 points, and the centre of the cluster has a value of 0.95. The smallest cluster 3 (22 points) was located in the extreme south of the PU.

Finally, cluster 4 is formed from FL values, mostly less than 0.65, and occupied an intermediate position between clusters 1 and 2. So, as a result of using the method of main factors, it was possible to reduce the dimension of the initial SST field to 4 points, which, in fact, describe the interannual variability of the SST field in the PU area.

Table 2 shows the statistical characteristics of the annual SST values in the cluster centres and the correlation coefficients between them; Figure 5 gives the interannual variation of SST in the centres of each cluster. It is easy to see that SST consistently decreases towards the south. The maximum amplitude is typical for region 1 (cluster 1). During El Niño, there was a sharp increase in SST. In the interannual course of the SST, for each of these clusters, a negative trend was manifested, which was most pronounced in the SST for cluster 4. For clusters 1 and 3, the trend was insignificant. As for the correlation of annual SST values in the centres of clusters, it varied from 0.67 between clusters 1 and 4 to 0.30 between extreme clusters 1 and 3.

Table 2. Statistical characteristics of annual SST values in cluster centres and correlation coefficients between them

Cluster	X_{av} , °C	A , °C	C	Tr , °C/10 years	R^2	Correlation		
						2	3	4
1	21.6	4.9	0.05	−0.17	0.04	0.41	0.30	0.67
2	17.3	1.6	0.02	−0.13	0.18	1	0.43	0.65
3	15.2	1.5	0.02	−0.04	0.02		1	0.46
4	20.8	2.7	0.03	−0.26	0.32			1

Note: X_{av} – average, A – amplitude, C – coefficient of variation, Tr – trend coefficient, R^2 – trend determination coefficient

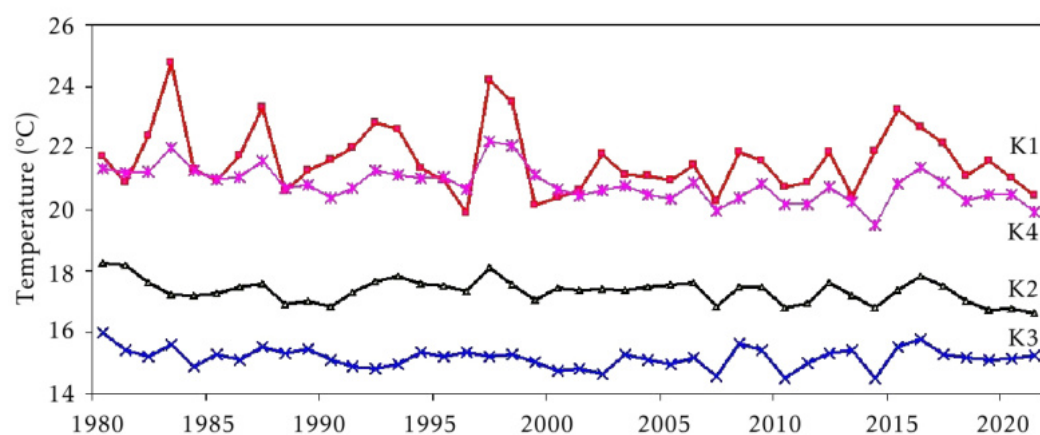


Figure 5. Interannual variation of SST in the centres of each cluster.

On the Peruvian Upwelling System and ENSO Region

The El Niño-Southern Oscillation region (ENSO) is a unique hydrometeorological phenomenon. It is the largest and most powerful energy-active zone of the World Ocean, which has an extremely important influence on the formation of long-term weather fluctuations and short-term climate fluctuations not only in the Pacific Ocean, but also far beyond its borders. At the same time, ENSO is the most powerful source of CO₂ flow from the ocean to the atmosphere, which is characterized by a significant positive trend [Malinin and

[Vainovsky, 2022]. Given the proximity of ENSO to PU, it is natural to expect a relationship between them. More than a dozen different ENSO indices are known, but the central place among them is occupied by the Nino 3.4 region (5°N–5°S, 120°W–170°W), which is most closely related to other indices and is most often used in research.

What is also important for us is the N1+2 region (0°–10°S and 80°W–90°W), which is located in the northern and central part of the Peruvian Sea and is partially included in the PU zone, which is under consideration in this research. It is influenced by the strong Equatorial Undercurrent (EUC), which reaches the Peruvian shelf [Rosales Quintana et al., 2021] and most clearly determines the occurrence and extent of the El Niño event in coastal Peru [SENAMHI, 2014].

Figure 6 shows the interannual variation of annual SST values in areas N3.4, N1+2 and in the centre of the first cluster of Peruvian upwelling. It is easy to see that there is a high degree of identity between these variables: positive (El Niño phenomenon) and negative (La Niña phenomenon) SST practically coincide. However, the strength of the relationship between the variables varies markedly. Naturally, the connection between the SST in the N1+2 region and the centre of cluster 1 is almost functional ($r = 0.92$). The connection between SST in the region N3.4 and the centre of cluster 1 is noticeably lower ($r = 0.70$). Note that the connection between SST in N3+4 and SST in more southern clusters sharply decreases and becomes insignificant for clusters 2 and 3. Thus, the influence of ENSO, as expected, extends predominantly to the northern PU zone.

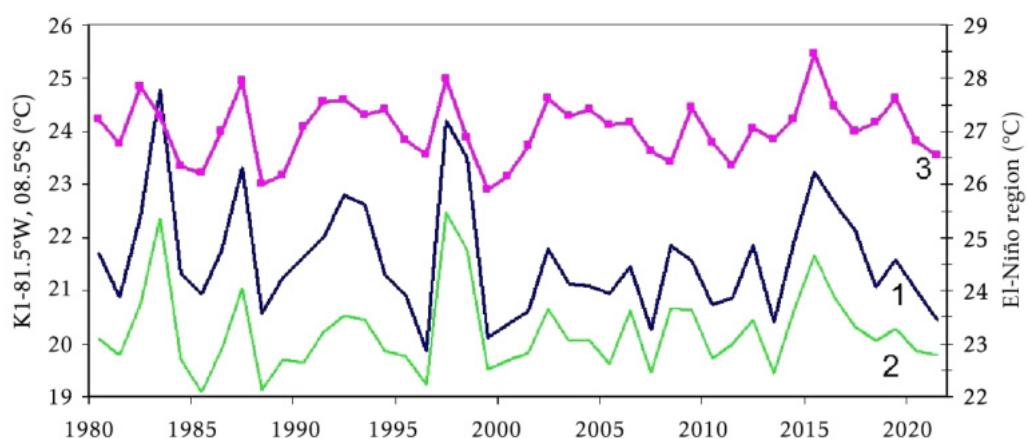


Figure 6. Interannual variation of SST in the centre of cluster 1 of PU (1), at the regions N1+2 (2) and N3.4 (3).

Conclusions

It is shown that the PU water area is characterized by negative trends in annual SST values for the period 1980–2020, imported from the GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) system. Although there are different views on the reasons for the cooling, the most realistic, in our opinion, is the assumption that it is caused by the intensification of zonal atmospheric circulation, the main parameter of which is the Southern Annular Mode (SAM), calculated directly from data on atmospheric pressure at meteorological stations between 40° and 65°S. As a result of the intensification of the SAM, the Antarctic Circumpolar Current strengthens, including its northern branch, which forms the cold Peruvian Current. As a result, the vast water area in the PU zone is getting colder.

To zonate the SST field according to the nature of interannual fluctuations, the methods of principal factors and k-means cluster analysis were used. It is shown that the first four eigenvalues of the expansion of the original matrix of annual SST anomalies of size 216×41 describe almost 93% of the variance of the original SST field. As a result, it was possible to reduce the dimension of the SST field to 216×4 . Then, the resulting matrix of factor loadings was subjected to clustering using the k-means method, which minimizes the

sum of the squares of intracluster distances to the cluster centre. This made it possible to obtain an optimal partition of the SST field (216 points) into 4 quasi-homogeneous areas territorially connected to each other. Naturally, cluster 1 included a larger number of points with the highest factors (0.70–0.97). In each cluster, a statistical centre was identified that optimally characterizes the interannual variability of the SST field within the cluster. Thus, the combined usage of the main factors method (PCA) and the k-means cluster analysis method made it possible to reduce the dimension of the original SST field to 4 points, which essentially describe the interannual variability of the SST field in the PU region.

The statistical characteristics of annual SST values in the centres of clusters and the correlation coefficients between them are considered. The highest amplitude of oscillations is characteristic of cluster 1. Southward, the amplitude of SST fluctuations decreases. A high degree of connection between the SST of the northern cluster and the ENSO indices (N3+4 and N1+2) is shown. There is a complete evident correspondence of SST to the El Niño and La Niña phenomena. As expected, the connection between SST in the N1+2 region and the centre of cluster 1 is almost functional ($r = 0.92$). The connection between SST in the N3.4 region and the centre of cluster 1 is noticeably lower ($r = 0.70$). For more southern clusters, the correlation decreases sharply and becomes insignificant for clusters 2 and 3.

Acknowledgements. The authors are grateful to the respected reviewers for the insightful comments and valuable improvements to our paper. Furthermore, we thank Anastasia Bondarenko for checking translation.

References

- Abrahams, A., R. W. Schlegel, and A. J. Smit (2021), Variation and Change of Upwelling Dynamics Detected in the World's Eastern Boundary Upwelling Systems, *Frontiers in Marine Science*, 8, <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.626411>.
- Aguirre, E. H. (2015), A Numerical Study of Oceanic Circulation in San Juan, Peru. Calibration of Princeton Ocean Model During 1991-2000, *The Open Oceanography Journal*, 8(1), 33–38, <https://doi.org/10.2174/1874252101408010033>.
- Agüero, M., and M. Claveri (2007), Capacidad de pesca y manejo pesquero en América Latina y el Caribe: Una síntesis de casos, in *Capacidad De Pesca Y Manejo Pesquero En America Y El Caribe (Documento Tecnicos De Pesca)*, vol. 461, pp. 61–71, Food & Agriculture Org.
- Aiken, C. M., S. A. Navarrete, and J. L. Pelegrí (2011), Potential changes in larval dispersal and alongshore connectivity on the central Chilean coast due to an altered wind climate, *Journal of Geophysical Research*, 116(G4), <https://doi.org/10.1029/2011JG001731>.
- Bakun, A. (1996), *Patterns in the Ocean: Ocean Processes and Marine Population Dynamics*, 346 pp., California Sea Grant, San Diego (CA).
- Bakun, A., and S. J. Weeks (2008), The marine ecosystem off Peru: What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold?, *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 290–299, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.027>.
- Bakun, A., D. B. Field, A. Redondo-Rodriguez, and S. J. Weeks (2010), Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems, *Global Change Biology*, 16(4), 1213–1228, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02094.x>.
- Bakun, A., B. A. Black, S. J. Bograd, M. García-Reyes, A. J. Miller, R. R. Rykaczewski, and W. J. Sydeman (2015), Anticipated Effects of Climate Change on Coastal Upwelling Ecosystems, *Current Climate Change Reports*, 1(2), 85–93, <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>.
- Bertrand, A., M. Segura, M. Gutiérrez, and L. Vásquez (2004), From small-scale habitat loopholes to decadal cycles: a habitat-based hypothesis explaining fluctuation in pelagic fish populations off Peru, *Fish and Fisheries*, 5(4), 296–316, <https://doi.org/10.1111/j.1467-2679.2004.00165.x>.
- Bohle-Carbonell, M. (1989), On the variability of the Peruvian upwelling system, in *The Peruvian upwelling ecosystem: dynamics and interactions*, pp. 14–32, ICLARM Conference Proceedings Instituto del Mar del Perú (IMARPE).

- Brink, K. H., D. Halpern, A. Huyer, and R. L. Smith (1983), The physical environment of the Peruvian upwelling system, *Progress in Oceanography*, 12(3), 285–305, [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90011-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90011-3).
- Castillo, R., L. Dalla Rosa, W. García Diaz, L. Madureira, M. Gutierrez, L. Vásquez, and R. Koppelman (2018), Anchovy distribution off Peru in relation to abiotic parameters: A 32-year time series from 1985 to 2017, *Fisheries Oceanography*, 28(4), 389–401, <https://doi.org/10.1111/fog.12419>.
- Castillo, R., R. Cornejo, L. La Cruz, D. Grados, G. Cuadros, A. Paz, and M. Pozada (2021), Abundancia de anchoveta (*Engraulis ringens*) y otras especies pelágicas estimadas por el método hidroacústico en el ecosistema marino peruano en el 2020, *Informe Instituto del Mar de Perú*.
- Chang, P., G. Xu, J. Kurian, R. J. Small, G. Danabasoglu, S. Yeager, F. Castruccio, Q. Zhang, N. Rosenbloom, and P. Chapman (2023), Uncertain future of sustainable fisheries environment in eastern boundary upwelling zones under climate change, *Communications Earth & Environment*, 4(1), <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00681-0>.
- Chavez, F. P., A. Bertrand, R. Guevara-Carrasco, P. Soler, and J. Csirke (2008), The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future, *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 95–105, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012>.
- ECMWF (2021), Sea surface temperature: climate indicators, <https://climate.copernicus.eu/climate-indicators/sea-surface-temperature>, (date of access: 03.02.2023).
- Espinoza-Morriberón, D., V. Echevin, F. Colas, J. Tam, J. Ledesma, L. Vásquez, and M. Graco (2017), Impacts of El Niño events on the Peruvian upwelling system productivity, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7), 5423–5444, <https://doi.org/10.1002/2016JC012439>.
- Falvey, M., and R. D. Garreaud (2009), Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4), <https://doi.org/10.1029/2008JD010519>.
- FAO (2022), *State of World Fisheries and Aquaculture 2022. Towards Blue Transformation*, 266 pp., Food & Agriculture Organization of the United Nations, Rome, <https://doi.org/10.4060/cc0461en>.
- Gutiérrez, D., I. Bouloubassi, A. Sifeddine, et al. (2011), Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century: RECENT TRENDS IN THE PERUVIAN UPWELLING, *Geophysical Research Letters*, 38(7), <https://doi.org/10.1029/2010GL046324>.
- Gutiérrez, D., M. Akester, and L. Naranjo (2016), Productivity and Sustainable Management of the Humboldt Current Large Marine Ecosystem under climate change, *Environmental Development*, 17, 126–144, <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2015.11.004>.
- Heileman, S., R. Guevara, F. Chavez, A. Bertrand, and H. Soldi (2009), XVII-56 Humboldt current: LME # 13, in *The UNEP Large marine Ecosystem Report: A perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas*, United Nations Environment Programme, Nairobi (Kenya).
- Huaringa, E. (2020), The Peruvian upwelling system. A numerical study of the spatial and time variabilities, *Revista De Investigación De Física*, 23(3), 31–36.
- Jebri, B., M. Khodri, G. Gastineau, V. Echevin, and S. Thiria (2017), Intensification of Chile-Peru upwelling under climate change: diagnosing the impact of natural and anthropogenic forcing from the IPSL-CM5 model, in *AGU Fall Meeting Abstracts*, American Geophysical Union.
- Jebri, B., M. Khodri, V. Echevin, G. Gastineau, S. Thiria, J. Vialard, and N. Lebas (2020), Contributions of Internal Variability and External Forcing to the Recent Trends in the Southeastern Pacific and Peru-Chile Upwelling System, *Journal of Climate*, 33(24), 10,555–10,578, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0304.1>.
- Karstensen, J., and O. Ulloa (2009), Peru-Chile Current System, in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, pp. 385–392, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/b978-012374473-9.00599-3>.
- Krasnoborodko, O. (2018), On recurrence of heavy and disastrous El Niño and its impact on fishery in the Peruvian subarea of the South-East Pacific, *Proceedings of AtlantNIRO*, 2(2), 66–83 (in Russian).

- Lamont, T., M. García-Reyes, S. J. Bograd, C. D. van der Lingen, and W. J. Sydeman (2018), Upwelling indices for comparative ecosystem studies: Variability in the Benguela Upwelling System, *Journal of Marine Systems*, 188, 3–16, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.05.007>.
- Malinin, V. (2002), *Statistical Methods for the Analysis of Hydrometeorological Information*, 408 pp., Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg (in Russian).
- Malinin, V., P. Chernyshkov, and S. Gordeeva (2002), *Canarian upwelling: Large-scale variability and forecast of water temperature*, 156 pp., Gidrometeoizdat (in Russian).
- Malinin, V. N., and M. A. Smirnov (2022), Sea level variability in the ENSO region of the Pacific Ocean, *Hydrometeorology and Ecology. Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*, (68), 463–477, <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2022-68-463-477> (in Russian).
- Malinin, V. N., and P. A. Vainovsky (2020), Interannual variability in sea ice area of the Antarctic regions, *Sovremennyye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 17(3), 187–201, <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-187-201> (in Russian).
- Malinin, V. N., and P. A. Vainovsky (2022), On the interannual variability of the most intense sources and sinks of CO₂ in the ocean based on observational data, *Hydrometeorology and Ecology. Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*, (66), 51–70, <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2022-66-51-70> (in Russian).
- Massing, J. C., A. Schukat, H. Auel, D. Auch, et al. (2022), Toward a Solution of the "Peruvian Puzzle": Pelagic Food-Web Structure and Trophic Interactions in the Northern Humboldt Current Upwelling System Off Peru, *Frontiers in Marine Science*, 8, <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.759603>.
- Nixon, S., and A. Thomas (2001), On the size of the Peru upwelling ecosystem, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48(11), 2521–2528, [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00023-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00023-1).
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C10), <https://doi.org/10.1029/2005JC002945>.
- R Core Team (2021), The R Project for Statistical Computing, <https://www.R-project.org/>, (date of access: 03.02.2023).
- Ramos, J. E., J. Tam, V. Aramayo, F. A. B. no, et al. (2022), Climate vulnerability assessment of key fishery resources in the Northern Humboldt Current System, *Scientific Reports*, 12(1), <https://doi.org/10.1038/s41598-022-08818-5>.
- Rosales Quintana, G. M., R. Marsh, and L. A. Icochea Salas (2021), Interannual variability in contributions of the Equatorial Undercurrent (EUC) to Peruvian upwelling source water, *Ocean Science*, 17(5), 1385–1402, <https://doi.org/10.5194/os-17-1385-2021>.
- Rousseaux, C. S. G., R. Lowe, M. Feng, A. M. Waite, and P. A. Thompson (2012), The role of the Leeuwin Current and mixed layer depth on the autumn phytoplankton bloom off Ningaloo Reef, Western Australia, *Continental Shelf Research*, 32, 22–35, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.10.010>.
- SENAMHI (2014), El fenómeno EL NIÑO en el Perú, http://issuu.com/senamhi_peru/docs/el_nino.
- Swartzman, G., A. Bertrand, M. Gutiérrez, S. Bertrand, and L. Vasquez (2008), The relationship of anchovy and sardine to water masses in the Peruvian Humboldt Current System from 1983 to 2005, *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 228–237, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.021>.
- Tarazona, J., and W. Arntz (2001), The Peruvian Coastal Upwelling System, in *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*, pp. 229–244, Springer Berlin Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-662-04482-7_17.
- Wang, L., H. Gao, J. Shi, and L. Xie (2019), A Numerical Study on the Impact of High-Frequency Winds on the Peru Upwelling System during 2014–2016, *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(5), 161, <https://doi.org/10.3390/jmse7050161>.
- Zavala, R., D. Gutiérrez, R. Morales, et al. (Eds.) (2019), *Avances del Perú en la adaptación al cambio climático del sector pesquero y del ecosistema marino-costero*, 125 pp., Banco Interamericano de Desarrollo, <https://doi.org/10.18235/0001647>.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ ДЛЯ АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ КОЛУМБИНСКОГО ПЕРСПЕКТИВНОГО УЧАСТКА (КЕМСКИЙ ТЕРРЕЙН, СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

С. Л. Шевырев¹ , Н. Г. Борискина^{*,1} , и В. В. Ивин¹ 

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

* **Контакт:** Наталья Георгиевна Борискина, boriskina2000@mail.ru

Объекты коренного благороднометалльного оруденения складчатых поясов периферии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов характеризуются небольшими ресурсами и площадями, что требует для их обнаружения наращивания научно-технического потенциала. В пределах Сихотэ-Алинского надсубдукционного горно-складчатого сооружения (типичного примера упомянутых складчатых поясов) установлены террейны различного возраста, представляющие собой дислоцированный фундамент аккреционного, островодужного или турбидитового генезиса, прорванный интрузиями и перекрытый вулканогенно-осадочным чехлом. Проведенные исследования охватывают территорию островодужного Кемского террейна, который занимает протяженные площади континентального побережья Татарского пролива. Золотосеребряные месторождения здесь связаны с формированием и развитием активной вулканической окраины. Генезис рудных объектов – эпitherмальный, связанный с интрузивно-эффузивными сериями верхнего мела-палеогена. Детальные полевые литогеохимические исследования проводились на перспективном Колумбинском участке, где развиты верхнеюрско-нижнемеловые кремнисто-терригенные породы, прорванные меловыми интрузиями гранитоидов татинского и ольгинского комплексов. Изучение геохимических особенностей выполнялось с помощью метода главных компонент, эффективного способа уменьшения размерности и фильтрации данных. Имплементация этого метода при обработке результатов спектрального анализа поисковых геохимических проб позволяет выявить ассоциации элементов, объединяемых в главные компоненты, и установить их пространственное распределение, которое обусловлено размещением структурно-вещественных комплексов изучаемой территории. Нахождение числа главных компонент производилось с помощью величины общей совокупной дисперсии, вычисленной для этих компонент. Построенные карты пространственного распределения главных компонент, включающих ассоциации элементов, позволили уточнить положение локальных геохимических экстремумов. Группировка элементов в главных компонентах с помощью значений их векторных нагрузок позволила сделать вывод о наличии этапности в рудообразовании на перспективном Колумбинском участке. В дальнейшем проведенное исследование может послужить стимулом для досконального и обстоятельного изучения минерализации рассматриваемой территории.

Ключевые слова: вулканические пояса, машинное обучение, геологическое картирование, метод главных компонент, поисковая геохимия.

Цитирование: Шевырев, С. Л., Н. Г. Борискина, и В. В. Ивин Использование метода главных компонент для анализа геохимических данных и ассоциаций элементов Колумбинского перспективного участка (Кемский террейн, Сихотэ-Алинский складчатый пояс) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES2008. — DOI: 10.2205/2024es000875 — EDN: UAOPSH

<https://elibrary.ru/uaopsh>

Получено: 6 июля 2023 г.

Принято: 3 октября 2023 г.

Опубликовано: 20 мая 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

1. Введение

Экономическое развитие Дальнего Востока России требует возобновления поисковых работ и наращивания ресурсного потенциала рудного и благороднометалльного сырья. Работами предшественников описаны основные закономерности размещения крупных и средних месторождений в пределах Тихоокеанской континентальной окраины [Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. 2006; Лызганов и др., 2013; 2020], в частности, их приуроченность к дизъюнктивам общепланетарного и регионального значения, а также границам контура проекции океанического слэба, стагнированного в транзитной зоне мантии [Уткин, 2005; Khomich et al., 2014]. Площадные геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния являются источником данных об эволюции геохимических процессов и совместном нахождении химических элементов в приповерхностной зоне земной коры. Территория исследований, включающая Колумбинский участок проведения геохимических работ, располагается в пределах Кемской металлогенической зоны Восточно-Сихотэ-Алиньского магма-металлогенического пояса, совпадающего пространственно и структурно с островодужным Кемским террейном Сихотэ-Алиньского горно-складчатого пояса. Целью проводимого исследования является описание закономерностей распределения химических элементов в элювиально-делювиальных отложениях Колумбинской площади и формирование ими вторичных ореолов рассеяния, совместное поведение элементов и соответствие выявленных аномалий химических элементов структурно-вещественным особенностям территории. Поставленная цель предопределила выбор решаемых задач: предварительную обработку и очистку данных поисковой геохимической съемки; уменьшение размерности данных с помощью метода главных компонент (МГК, PCA); обоснование выбора оптимального количества главных компонент (ГК, PC); оценка собственных значений главных компонент и анализ роли отдельных химических элементов в компонентах; графическое представление и интерпретация полученных результатов.

2. Материалы и методы исследования

Полевой материал для проведения исследования был получен на Колумбинском перспективном участке, который расположен в пределах Кемского террейна Сихотэ-Алиньского горно-складчатого сооружения. Территория поисков прилегает к месторождениям Благодатное (Пионер) и Глухое, и, по-видимому, обладает с ними общностью истории геологического развития и минерализации. В качестве источника геохимических данных взяты результаты анализов штучных проб, отобранных Колумбинской поисковой партией ОАО «Примгеология» в 2011–2013 годах. Исследования проб были проведены с помощью спектрального, спектрофотометрического, атомно-абсорбционного и химического анализов. Таблица аналитических данных включает 898 значений, описывающих содержание в штучках 17 химических элементов (Sn, Pb, Zn, Cu, Ag, V, Cr, Ni, Mn, Ti, Co, Mo, W). Пробы были отобраны по нерегулярной сети с шагом опробования 30–500 м, охватившей около 400 км² территории. Площадь опробования включала ареал распространения меловых гранитоидов татибинского и ольгинского комплексов, а также диоритов и габбро дальнегорского комплекса. Указанные магматиты прорывают верхнеюрские и нижнемеловые породы фундамента Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса, с чем связано развитие ореолов вторичных гидротермальных изменений во вмещающих породах. Территория имеет разветвленную гидросеть, образованную р. Колумбе (правый приток р. Бол. Уссурка) и ее притоками. Аллювий гидросети имеет существенную мощность (рис. 1). В геологическом строении участка играют роль осадочный фундамент Кемского террейна, включающий сложнодислоцированные породы колумбинской толщи верхней юры, развитой на территории исследования почти исключительно в пределах Колумбинского свода, ограниченного Кулишовским и Борисовским разломами, журавлевской, ключевской, устьколумбинской и приманкинской свит, среди которых описаны песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы, базальты, туфы и туффиты. Эти

породы прорываются гранитоидами татибинского (нижний мел), ольгинского и приморского (верхний мел) комплексов. На территории, прилегающей к Колумбинскому участку, татибинский комплекс представлен двумя фазами внедрения: первая включает многочисленные дайки северо-восточного простирания ($40-60^\circ$), состоящих из диоритов, диорит-порфириров, габбро, монцодиоритов; вторая фаза обособливается в виде крупного Приискового массива гранитоидов, обнажающегося на северо-западе территории исследований (рис. 16). Радиологические датировки пород первой фазы U–Pb (SHRIMP) составляют 103,2–107,1 млн лет; для второй фазы (Приисковый массив) по результатам SHRIMP U–Pb исследований цирконов получены датировки 97–101,5 млн лет [Лызганов и др., 2020].

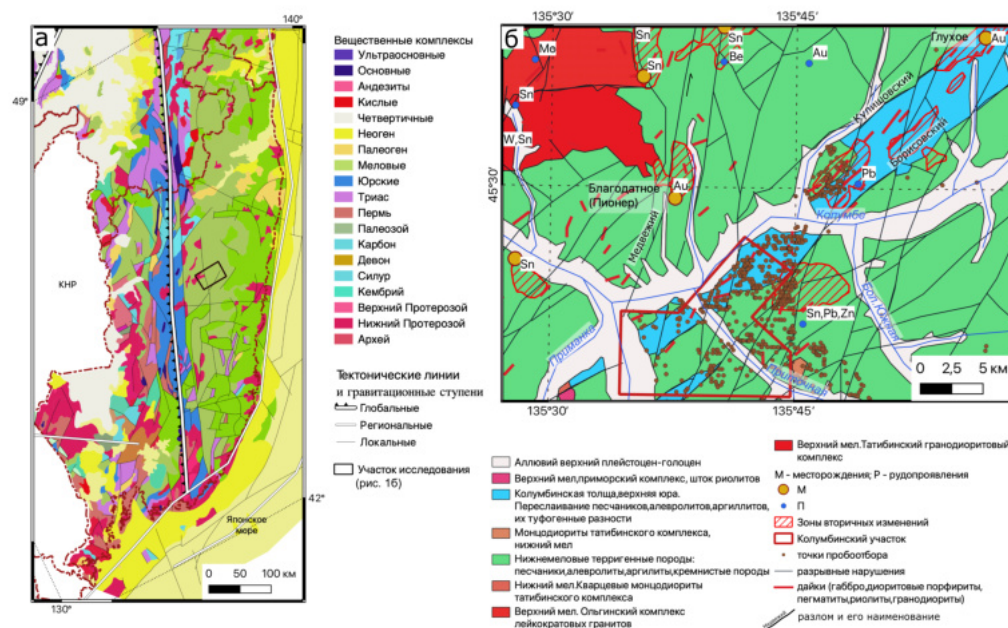


Рис. 1. Схематические геологические карты. а – расположение Колумбинского участка исследования в геологической ситуации юга Дальнего Востока России; б – геологическое строение и границы Колумбинского участка с местами отбора проб (по [Лызганов и др., 2020] с изменениями).

Ольгинский комплекс гранитоидов, представленный на территории, включает часть Приискового массива лейкокраповых амфибол-биотитовых гранитов и относится ко второй фазе внедрения. По нему были получены SHRIMP U–Pb абсолютные датировки, возраст составил 73–86 млн лет [Лызганов и др., 2013; 2020]. Риолиты приморского комплекса (верхний мел) представлены на территории незначительно и включают небольшой шток на юго-западе (правый берег р. Приманка). Также здесь присутствует дальнегорский комплекс, выраженный в наличии верхнемеловых даек диоритов, диорит-порфиров и спессартиров, прорывающих ольгинские лейкокраповые граниты Приискового массива [Лызганов и др., 2020]. Ореолы вторичных изменений приурочены к разрывным структурам и контактам магматических тел и вмещающих пород и включают зоны серицитизации, лимонитизации, окварцевания и ороговикования. На юге исследуемой территории описана локальная сложнодислоцированная структура Колумбинского свода, ограниченного Борисовским и Кулишовским разломами, в зоне влияния которых закартированы ореолы вторичных изменений (рис. 16).

В зоне, прилегающей к Колумбинскому участку, описаны рудопроявления благородных металлов (Au, Ag) и комплексного сырья Sn–W, Be, Mo, Sn, Pb–Zn, а также золотосульфидное месторождение Глухое (Au) и золотокварцевое месторождения Благодатное (Пионер) (Au). Помимо золота, на территории оценены месторождения олова

Куалинское, Туегинское и Сидатунское [Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. 2006; Лызганов и др., 2020].

Для обработки геохимических данных нами была выбрана библиотека машинного обучения `scikit-learn` языка программирования Python [Scikit-Learn, 2021]. Научные расчеты, построение графиков и диаграмм выполнялось в браузерной среде программирования Jupyter. Таблица результатов штучного опробования была очищена от неполных записей, координаты точек опробования были приведены в ГИС-совместимый формат (десятичные градусы вместо градусов, минут, секунд). Встречающиеся в геохимических данных значения менее и более порога чувствительности были преобразованы в значения, отличающиеся на величину от 0 до 10% в меньшую или большую сторону, соответственно. В противном случае необходимо было бы удалить рассматриваемые записи. Результаты анализов были стандартизированы, что требуется для применения метода главных компонент (МГК) [Шевырев и Горобейко, 2021; VanderPlas, 2016]. Первые пять строк из 898 стандартизированных данных показаны в Таблице, округление символов произведено до 4 знаков после запятой.

Таблица 1. Стандартизированные результаты анализов штучных проб Колумбинского участка

	Sn	Pb	Zn	Cu	Ag	V	Cr	Ni	Mn
0	-0,1361	-0,0713	-0,0818	-0,1982	-0,1266	1,2785	0,2143	-0,0305	-0,2853
1	-0,1361	-0,1004	-0,2160	0,0286	-0,1194	0,0754	-0,0618	-0,0305	1,5418
2	-0,1361	-0,1004	-0,0818	-0,5156	-0,1194	0,0754	-0,0618	-0,0305	0,3237
3	-0,1489	-0,1470	-0,0818	-0,5156	-0,1266	1,2785	-0,0618	-0,1684	0,3237
4	-0,1361	-0,0713	-0,2160	-0,5156	-0,1194	0,0754	0,2143	-0,0305	-0,2853
	Ti	Co	Mo	W	As	Bi	Sb	Au	Ba
0	0,3838	1,0822	-0,0886	-0,0815	-0,1583	-0,0972	-0,0896	0,5955	1,3094
1	-0,4900	1,5291	0,1510	-0,0815	-0,1605	-0,0852	-0,0978	0,5502	0,5793
2	0,3838	0,4567	0,0012	-0,0672	-0,1739	-0,0816	-0,0978	-0,3563	-0,2967
3	0,3838	0,0098	-0,0886	-0,1053	-0,1505	-0,0822	-0,0841	0,3236	1,3094
4	0,3838	0,0098	-0,0886	-0,0894	-0,1505	-0,1172	-0,1388	-3,0757	-0,2967

Для определения числа главных компонент (ГК) была определена накопленная ими совокупная дисперсия [VanderPlas, 2016]. Нахождение оптимального числа компонент возможно оценкой доли дисперсии, описываемой компонентами. В соответствии с построениями (рис. 2), 90% дисперсии охватываются 11-ю компонентами, тогда как 8 компонент охватывают уже 78% дисперсии. Ввиду того, что уменьшение числа компонент на 3, т.е. почти на четверть, приводит к уменьшению охвата совокупной дисперсии на 12%, было выбрано число компонент 8.

Вклад отдельных элементов в ГК массива данных оценивался в помощью созданной с помощью библиотеки `seaborn` тепловой карты, где интенсивность цвета является индикатором векторной нагрузки компонент и его собственного значения. Векторные нагрузки являются индикатором вклада элементов в ГК, тогда как собственные значения показывают долю компонента в дисперсии данных. Цветовая индикация элементов в компоненте, отмечаемая в тепловой карте построчно, позволяют оценить группировку элементов в отдельных компонентах, их сонахождение и совместную эволюцию в формировании рудных концентраций на исследуемой территории (рис. 3).

На основании векторных нагрузок химических элементов для интерпретации их ассоциаций оказались примечательны ГК 1, 2, 4, 6, 7, 8. Первый главный компонент (ГК1), внесший в дисперсию наибольший вклад, объединяет, в основном, литофильные (V, Mn, Ti, Cr) и некоторые сидерофильные элементы (Co, Ni), а также Cu. Второй главный компонент (ГК2) включает халькофилы (Sn, Pb, Zn, Cu, Ag, в меньшей степени As, Bi). Также во втором компоненте отмечаются немного повышенные векторные

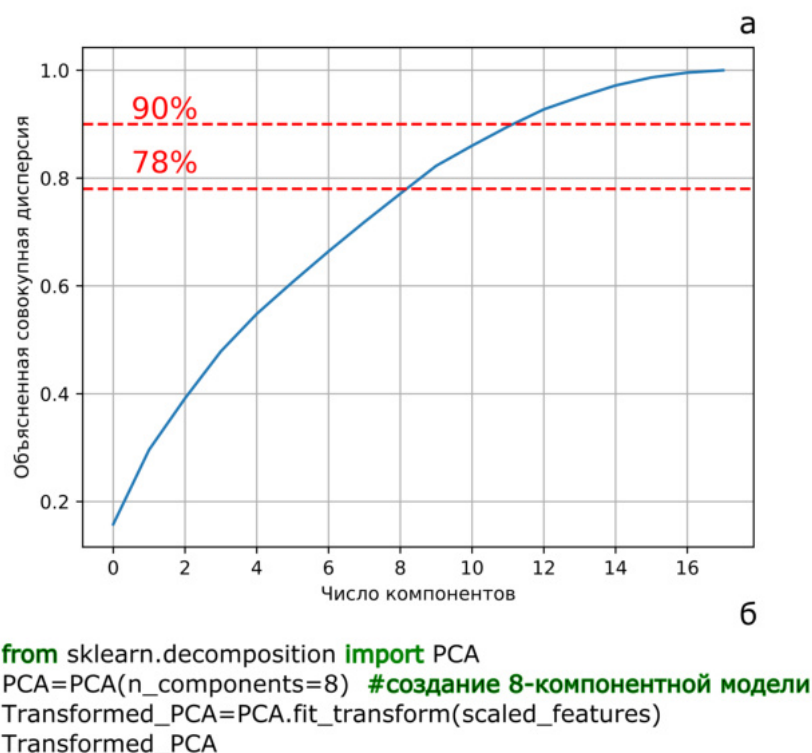


Рис. 2. Определение числа ГК (а), код Python для создания и обучения модели PCA (б).

нагрузки литофильных элементов W и V. Четвертый главный компонент (ГК4) примечателен высокими векторными нагрузками As (0,6349) и Bi (0,6213). В седьмом (ГК7) и восьмом (ГК8) компонентах участвует Au. Помимо него ГК7 включает W, Cu, Zn, а ГК8 – сидерофил Mo, а также халькофилы Zn, As, Sb.

Интересные закономерности получены выявлением высоких отрицательных нагрузок литофильных элементов V, Ti (ГК3), а также W (ГК8) (рис. 3). Отмечается, что указанные элементы вносят существенный вклад в формирование своих ГК. Находящиеся в ассоциации W и Mo формируют проявления, связанные с ольгинским комплексом лейкократовых гранитов, а также находящееся за пределами территории исследований

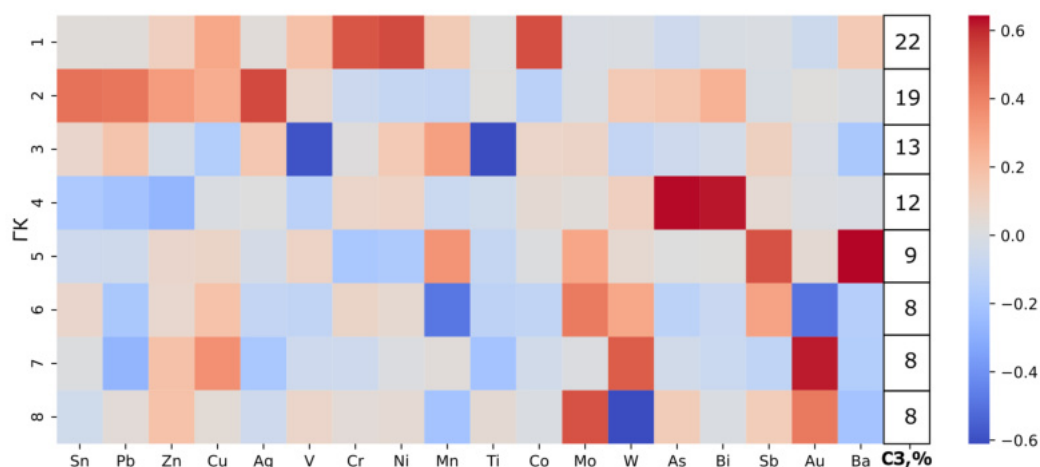


Рис. 3. Тепловая карта векторных нагрузок элементов, а также их собственные значения (C3, в %), рассчитанная для геохимических данных Колумбинского участка.

месторождение Забытое (Sn–W, + Mo, + Be). Элементы V и Ti, входящие в ГК3 на территории исследований, значимых проявлений не образуют.

Результаты исследования и их обсуждение

Вычисленные значения ГК 1, 2, 4, 6, 7, 8, полученные по результатам обработки геохимических данных, были использованы для создания карт их распределения на территории Колумбинского участка и прилегающей площади. Интерполяция значений компонентов в точках отбора проб и визуализация результатов производилась в свободно распространяемой программе ГИС QGIS с помощью алгоритма обратных взвешенных расстояний (IDW) [GIS Geography, 2023], примененного для нерегулярно распределенных точек опробования. В QGIS для этих целей используется модуль *Interpolation*. Полученные карты анализировались визуальным сопоставлением со структурно-вещественными картами исследуемой территории, а также с учетом относительного размещения точек опробования. Поля распространения выбранных ГК, которые объединяют элементы, связанные особенностями распределения и изменения их собственных значений, выделялись в локально выраженные максимумы и минимумы (рис. 4).

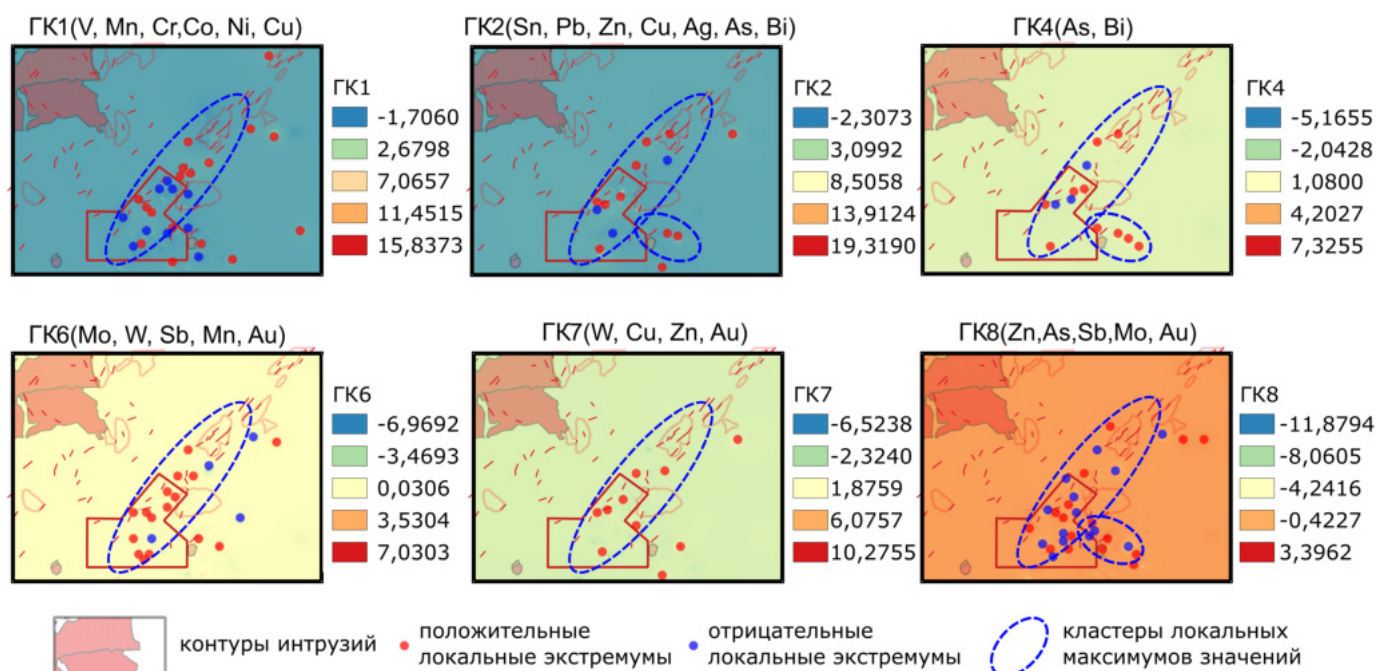


Рис. 4. Карты значений Главных компонент для Колумбинского участка.

Прежде всего хотелось бы отметить, что по данным шتупфного опробования в пределах Колумбинского участка локальные экстремумы, как максимумы, так и минимумы, имеют небольшие площади и, как следствие, мало выражены в масштабе карты. Тем не менее, в совокупности они формируют кластеры, которые своим простираием отражают приуроченность к рудоперспективным региональным структурам – разломам первого порядка (северо-восточного простираия) и второго порядка (северо-западного простираия) по В. П. Уткину [2005]. На рис. 4 видно, что локальные положительные экстремумы ГК 1, 2, 4, 6, 7, 8 формируют цепочки, вытянутые в северо-восточном направлении, конформном основному направлению простираия региональных геологических структур, и в пространственном отношении совпадают с полями даек и связанными с их внедрением ореолами вторичных изменений в пределах территории Колумбинского свода, ограниченного Кулишовским и Борисовским разломами. Интересно, что для ГК 2, 4, 8 (халькофильные элементы и Au) проявляются кластеры локальных положительных экстремумов, ориентированные ортогонально в северо-западном направлении (рис. 4). Можно предположить, что структурно эти кластеры

соответствует обстановкам растяжения, являющимися структурами второго порядка [Уткин, 2005; Шевырев и Хомич, 2013]. В эрозионном срезе обнажается интрузия кварцевых монцодиоритов первой фазы внедрения татибинского комплекса [Лызганов и др., 2020], что может косвенно свидетельствовать о его связи с оруденением. На геологической карте масштаба 1:200,000 к этой фазе внедрения татибинского комплекса отнесена большая часть даек [Лызганов и др., 2020].

Заключение

Анализом геохимических данных территории, прилегающей к Колумбинскому участку, химические элементы были сгруппированы в главные компоненты, которые естественным образом отражают поведение этих элементов в процессе миграции и рудообразования. Так, халькофильные и литофильные – объединены в отдельных главных компонентах, которые формируют несколько отличающиеся по морфологии и размещению кластеры. Эти наблюдения могут говорить об асинхронности отложения и наличии нескольких генераций рудных минералов. Проверка гипотезы о соответствии этапности рудообразования группируемым в главных компонентах элементам, определенным ковариацией их дисперсий, требует проведения дополнительных минераграфических исследований, что в свою очередь может служить основанием для реализации более детальных историко-геологических и минерагенических исследований на территории Кемского террейна.

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (Регистрационный № НИОКТР 122040800199-8, шифр научной темы FWMF-2022-0003).

Список литературы

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А. И. Ханчук. — Владивосток : Дальнаука, 2006. — 981 с.
- Лызганов А. В., Кандауров А. Т., Михальченко Н. П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Большая Уссурка, Арму, Колумбе, Перевальная. Отчет о результатах работ по объекту: ГДП-200 листа L-53-XXII (Микулинская площадь) за 2011-2013 гг. Гос.контракт № 05-11/2. Лицензия ВЛВ 02061 ТП. — Владивосток : ОАО "Приморгеология", 2013. — 760 с.
- Лызганов А. В., Кандауров А. Т., Михальченко Н. П. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXII (Мельничное). — Москва : ВСЕГЕИ, 2020.
- Уткин В. П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // Доклады Академии наук. — 2005. — Т. 404, № 5. — С. 659—663.
- Шевырев С. Л., Горобейко Е. В. Анализ геохимических данных и ассоциаций элементов перспективной Березовской площади методом главных компонент (Кемский террейн, Сихотэ-Алинский складчатый пояс) // Успехи современного естествознания. — 2021. — № 11. — С. 151—156. — DOI: [10.17513/use.37727](https://doi.org/10.17513/use.37727).
- Шевырев С. Л., Хомич В. Г. Выявление инфраструктурных элементов рудно-магматических систем Приморья по материалам космического зондирования // Вестник ВГУ. Серия: Геология. — 2013. — № 2. — С. 118—128.
- GIS Geography. Inverse Distance Weighting (IDW) Interpolation. — 2023. — URL: <https://gisgeography.com/inverse-distance-weighting-idw-interpolation/> (visited on 06/30/2023).
- Khomich V. G., Boriskina N. G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia // Gondwana Research. — 2014. — Vol. 26, no. 3/4. — P. 816—833. — DOI: [10.1016/j.gr.2014.05.007](https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.007).
- Scikit-Learn. Machine Learning in Python. — 2021. — URL: <https://scikit-learn.org/> (visited on 11/08/2021).
- VanderPlas J. In Depth: Principal Component Analysis // Python Data Science Handbook. — O'Reilly Media, 2016.

PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS FOR GEOCHEMICAL DATA ANALYSIS AND CHEMICAL ELEMENTS ASSOCIATIONS OF PROSPECTIVE KOLUMBE AREA (KEMA TERRAIN, SIKHOTE-ALIN FOLDED BELT)

S. L. Shevyrev¹ , N. G. Boriskina^{**1} , and V. V. Ivin¹ 

¹Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

****Correspondence to:** N. G. Boriskina, boriskina2000@mail.ru

Native manifestations and deposits of precious metals of folded belts of surrounding of the North Asian and Sino-Korean cratons are of lesser resources and areas; that requires growth of research and technological potential for discoveries of the mineralizations. In Sikhote-Alin folded belt, which is typical example of boundary folded belts developed over a subduction zone, terranes of different age are described. Basements of these terranes are of accretion, island arc and turbidite origin, intruded by magmatic rocks and overlain by volcanic-sedimentary cover. Conducted researches consider area of island arc Kema terrane, which occupies large territories of the Strait of Tartary continental coast. Au-Ag deposits here are related to the origin and development of the active volcanic boundary. Genesis of the ore objects here is epithermal and related to intrusive and effusive complexes of Upper Cretaceous and Paleogene ages. Detailed field lithogeochemical surveys were held on a prospective Kolumbe site where Upper Jurassic–Lower Cretaceous siliceous and terrigenous rocks are intruded by Cretaceous granites of Tatibinski and Olginsky complexes. Research of the geochemical features was done using Principal Component Analysis, the effective method of dimensional reduction and data filtration. Implementation of that method in geochemical data analysis facilitates outlining of the associations of the elements by unifying them into principal components and discover their spacial distribution related to geological complexes of the research area. Determining of the number of principal components used explained variance covered by these components. Derived maps of the spatial distribution of principal components that include elements associations allowed to determine the locations of the local geochemical extrema. Grouping of elements into principal components made it possible to assume the staging in ore deposition in a prospective Kolumbe site. Conducted studies could invigorate further more detailed researches of the minerageny of the considered area.

Keywords: volcanic belts, machine learning, geological mapping, principal component analysis, exploration geochemistry.

Received: 6 July 2023

Accepted: 3 October 2023

Published: 20 May 2024



© 2024. The Authors.

Citation: Shevyrev, S. L., N. G. Boriskina, and V. V. Ivin (2024), Principal Component Analysis for Geochemical Data Analysis and Chemical Elements Associations of Prospective Kolumbe Area (Kema Terrain, Sikhote-Alin Folded Belt), *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2008, <https://doi.org/10.2205/2024ES000875> EDN: UAOPSH

References

Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East : in 2 books / ed. by A. I. Khanchuk. — Vladivostok : Dalnauka, 2006. — P. 981.

- GIS Geography. Inverse Distance Weighting (IDW) Interpolation. — 2023. — (visited on 30.06.2023). <https://gisgeography.com/inverse-distance-weighting-idw-interpolation/>.
- Khomich V. G., Boriskina N. G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia // Gondwana Research. — 2014. — Vol. 26, no. 3/4. — P. 816–833. — DOI: [10.1016/j.gr.2014.05.007](https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.007).
- Lyzganov A. V., Kandaurov A. T., Mikhachenko N. P. Geological structure and minerals of the Bolshaya Ussurka, Armu, Kolumbe, Perevalnaya river basins / Report 2011-2013 on exploration work on the object GDP-200 sheets L-53-XXII Mikulinskaya area. State contract No. 05-11/2. License VLV 02061 TP. — Vladivostok : Primorgeologia, 2013. — P. 760.
- Lyzganov A. V., Kandaurov A. T., Mikhachenko N. P. State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:200 000. South Sikhote-Alin series. Sheet L-53-XXII (Melnichnoe). — Moscow : VSEGEI, 2020.
- Scikit-Learn. Machine Learning in Python. — 2021. — (visited on 08.11.2021). <https://scikit-learn.org/>.
- Shevyrev S. L., Gorobeyko E. V. Analysis of geochemical data and chemical elements associations of prospective Berezovsky area (Kema terrain, Sikhote-Alin folded belt) // Advances in Current Natural Sciences. — 2021. — No. 11. — P. 151–156. — DOI: [10.17513/use.37727](https://doi.org/10.17513/use.37727).
- Shevyrev S. L., Khomich V. G. Identification of ore-magmatic systems infrastructure element of Primorie on remote sensing materials // Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology. — 2013. — No. 2. — P. 118–128.
- Utkin V. P. Structure, geochronology, and structural-dynamic conditions of the vertical development of the East Sikhote-Alin magma-metallogenic belt // Doklady Earth Sciences. — 2005. — Vol. 405, no. 8. — P. 1136–1140.
- VanderPlas J. In Depth: Principal Component Analysis // Python Data Science Handbook. — O'Reilly Media, 2016.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗВИВАЮЩЕГОСЯ ВОЛНЕНИЯ

К. В. Фокина^{*,1,2}  и Д. В. Чаликов^{1,3} 

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

²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

³Университет Мельбурна, Виктория, Австралия

* **Контакт:** Карина Владимировна Фокина, fokinakarina@yandex.ru

Проведены долгопериодные расчёты эволюции трёхмерных волн, начиная от ранней стадии и заканчивая стабилизацией энергии, на основе фазо-разрешающей двухмерной модели. Анализируется эволюция основных интегральных характеристик и спектральных характеристик, а также распределение вероятности для поля возвышения и вертикальной скорости. На примере первых четырёх статистических моментов для нормированных полей возвышения и поверхностной вертикальной скорости показано, что волновое поле, по-видимому, обладает свойством автомодельности, т.е. независимостью статистической структуры поля от степени развития волн. Этот вывод подтверждён расчётами с трёхмерной моделью.

Ключевые слова: фазо-разрешающее моделирование, волновой спектр, ветровые волны, приток энергии, диссипация волновой энергии, статистические характеристики волн.

Цитирование: Фокина, К. В., и Д. В. Чаликов Численное исследование статистических характеристик развивающегося волнения // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES2010. — DOI: 10.2205/2024es000878 — EDN: SNFMCI

Введение

Морские волны относятся к явлениям, которые в наибольшей степени влияют на человеческую деятельность в море и являются причиной наибольшего количества жертв и катастроф. Особенное значение изучение волн приобрело в связи с развитием морской добывающей промышленности. В настоящее время волны рассматриваются как возобновляемый источник энергии.

Наиболее важным практическим достижением в этой области геофизической гидродинамики является создание прогностических моделей ветрового волнения. В таких моделях, основанных на спектральном представлении волнового поля, обобщены основные экспериментальные и теоретические достижения, полученные за прошедшие двести лет существования теории поверхностных волн. Спектральные модели типа WAVEWATCH [Tolman, 2009] являются основным инструментом исследования и прогноза волн благодаря своей экономичности и способности воспроизводить волнение на неограниченно больших территориях. Вместе с тем, спектральный подход, предполагающий, что волнение состоит из набора линейных мод с различными амплитудами и случайными фазами, упрощает представление волн вплоть до того, что не позволяет воспроизводить статистические характеристики волн, обусловленные нелинейностью. Поэтому, параллельно с созданием и развитием инженерных прогностических моделей, активно велись работы по прямому (фазо-разрешающему) моделированию волн.

В последние два десятилетия появились численные трёхмерные модели, основанные на полных уравнениях потенциального движения со свободной поверхностью. Такие модели основаны на различных численных методах, среди которых метод конечных разностей [Engsig-Karup и др., 2009; 2011], метод конечных объёмов [Causon и др., 2010], метод конечных элементов [Greaves, 2010; Ma и Yan, 2010], метод граничного элемента

<https://elibrary.ru/snfmci>

Получено: 5 сентября 2023 г.

Принято: 10 ноября 2023 г.

Опубликовано: 14 июня 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

[Fructus *u др.*, 2005], метод крупных вихрей (LES) [Issa *u др.*, 2010; Lubin *u Caltagirone*, 2010], полунейный метод движущихся частиц [Kim *u др.*, 2014], метод фундаментальных решений [Young *u др.*, 2010], НОС метод [Ducrozet *u др.*, 2007; 2016; Kim *u др.*, 2023]. Большая часть таких моделей была разработана для различных инженерных приложений, и лишь несколько подходов были направлены на исследовательские цели. Модели такого рода универсальны, но обладают существенным недостатком: сложная схема, используемая для решения трёхмерного уравнения Пуассона, нужна только для того, чтобы вычислить вертикальную скорость на поверхности (т. е. первую производную по вертикали от потенциала). Ввиду того, что проблема диктует использование маленьких шагов по времени, модель оказывается применимой только для небольших площадей, содержащих лишь несколько тысяч волн, поэтому, спектральные и фазо-разрешающие модели имеют принципиально различные области применения.

Недавно найден подход к моделированию, основанный целиком на поверхностных характеристиках и аналогичный формулировке этой же проблемы для двухмерного волнового движения в конформных координатах [Chalikov, 2021a]. Таким образом, трёхмерная проблема обращается в двухмерную, что приводит к кардинальному упрощению проблемы и ускорению решения на два порядка.

Такая схема основывается на уравнении для потенциала на поверхности. Это уравнение точно, как для полного потенциала, так и для нелинейной компоненты, но конструктивным оказывается уравнение для нелинейной поправки. Трудность состоит в том, что уравнение помимо вертикальной скорости содержит её вертикальную производную. Однако в текущем году была найдена схема замыкания уравнений. Идея замыкания возникла при детальном рассмотрении вертикальной структуры потенциала скорости вблизи поверхности раздела. Поскольку структура потенциала первично описывается уравнением Лапласа, решение должно быть достаточно простым, несмотря на то, что граничные условия ставятся на криволинейной поверхности. В качестве гипотезы предполагалось, что первая и вторая производные потенциала на поверхности связаны между собой функциональной зависимостью.

Для определения функции в работе [Chalikov, 2021a, см. раздел 2] использовалась точная трёхмерная модель. Анализ десятков тысяч вертикальных профилей нелинейной компоненты потенциала скорости, рассчитанных по модели с высоким вертикальным разрешением, показал, что вертикальная скорость и её производная по вертикали связаны между собой линейной зависимостью с относительно малой ошибкой. Полученная зависимость использовалась при моделировании эволюции волнового поля и параллельных расчётов с теми же параметрами по полной модели. Нелинейная компонента вертикальной скорости является малой поправкой к полной вертикальной скорости, входящей в уравнения, что обеспечило хорошее совпадение расчётов. Упрощённая система уравнений включает эволюционные уравнения для поверхностного потенциала и возвышения и дополнительного кинематического условия, полученного проекцией уравнения Пуассона для нелинейной компоненты потенциала на поверхность.

Таким образом, трёхмерная задача эволюции потенциальных волн сводится к двухмерной задаче, которая решается с огромной экономией вычислительных ресурсов. Известно, что счёт по полной модели происходит очень долго, так что работа над усовершенствованием модели (главным образом, в её физической части) сводится к непрерывному ожиданию результатов, что лишает возможности многократного повторения результатов и подбора параметров. Уточнённые с помощью упрощённой модели схемы параметризации можно включить в точную модель. Упрощённая модель может оказаться незаменимой при моделировании совместной динамики двухмерных волн и волнового пограничного слоя (ВПС), основанного на LES технике. В настоящей статье приводятся новые статистические результаты, подтверждающие эффективность упрощённого подхода.

Формулировка моделей

В наших работах используются две модели трёхмерных волн. Первая из них (Full Wave model, FWM, [Chalikov, 2016]) основана на полных уравнениях потенциальной динамики жидкости со свободной поверхностью, вторая (Accelerated Wave Model, AWM, [Chalikov, 2021a]) использует упрощённую формулировку, позволяющую многократно увеличить скорость вычислений. Обе модели записаны в нестационарной, следующей поверхности системе координат

$$\xi = x, \quad \vartheta = y, \quad \zeta = z - \eta(\xi, \vartheta, \tau), \quad \tau = t, \quad (1)$$

где функция $\eta(x, y, t) = \eta(\xi, \vartheta, \tau)$ описывает форму поверхности

$$\eta(\xi, \vartheta) = \sum_{-M \leq k, l \leq M} \eta_{k,l} \Theta_{k,l}$$

($\Theta_{k,l}$ – базовые функции разложения Фурье).

Интегрирование по времени проводится для кинематического и динамического поверхностных соотношений, которые в системе координат (1) принимают вид

$$\eta = -\eta_\xi \varphi_\xi - \eta_\vartheta \varphi_\vartheta + (1 + \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) \Phi_\zeta, \quad (2)$$

$$\varphi_\tau = -\frac{1}{2}(\varphi_\xi^2 + \varphi_\vartheta^2 - (1 + \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) \Phi_\zeta^2) - \eta - p_0, \quad (3)$$

где Φ – трёхмерный потенциал скорости, p_0 – внешнее давление, φ – значение потенциала скорости Φ на поверхности $\zeta = 0$. Уравнения модели инвариантны к преобразованию масштаба длины, поэтому они записаны в безразмерной форме с использованием следующих масштабов: длины L , времени $L^{1/2} g^{1/2}$, потенциала скорости $L^{3/2} g^{1/2}$ (g – ускорение свободного падения). Давление p_0 отнесено к единице плотности воды, его масштаб равен Lg .

Уравнения (3) и (4) выглядят как двухмерные, однако они содержат вертикальную производную от потенциала Φ_ζ у поверхности $\zeta = 0$, для расчёта которой в FWM решается трёхмерное эллиптическое уравнение для потенциала скорости:

$$\Phi_{\xi\xi} + \Phi_{\vartheta\vartheta} + \Phi_{\zeta\zeta} = \Upsilon(\Phi), \quad (4)$$

где Υ – оператор:

$$\Upsilon(\Phi) = 2\eta_\xi \Phi_{\xi\zeta} + 2\eta_\vartheta \Phi_{\vartheta\zeta} + (\eta_{\xi\xi} + \eta_{\vartheta\vartheta}) \Phi_\zeta - (\eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) \Phi_{\zeta\zeta}.$$

Численное решение системы уравнений (2)–(4) существенно упрощено предположением, что потенциал скорости может быть точно представлен суммой аналитических компонентов $\bar{\Phi}(\xi, \vartheta, \zeta)$, ($\bar{\varphi} = \bar{\Phi}(\xi, \vartheta, 0)$) и нелинейного возмущения $\tilde{\varphi}(\xi, \vartheta, \zeta)$, ($\tilde{\varphi} = \tilde{\Phi}(\xi, \vartheta, 0)$). Вычислительные преимущества достигаются тем, что все производные аналитической компоненты вычисляются точно, а нелинейная поправка оказывается на два порядка меньше. Аналитическая компонента $\bar{\Phi}$ описывается уравнением Лапласа:

$$\bar{\Phi}_{\xi\xi} + \bar{\Phi}_{\vartheta\vartheta} + \bar{\Phi}_{\zeta\zeta} = 0$$

с известным решением:

$$\bar{\Phi}(\xi, \vartheta, \zeta, \tau) = \sum_{k,l} \bar{\varphi}_{k,l}(\tau) \exp(|k|\zeta) \Theta_{k,l} \quad (5)$$

при этом уравнение (4) принимает вид

$$\bar{\Phi}_{\xi\xi} + \bar{\Phi}_{\vartheta\vartheta} + \bar{\Phi}_{\zeta\zeta} = \Upsilon(\bar{\Phi}) + \Upsilon(\tilde{\Phi}) \quad (6)$$

и решается при граничных условиях:

$$\begin{aligned} \zeta = 0 & \quad \tilde{\Phi} = 0 \\ \zeta \rightarrow -\infty & \quad \tilde{\Phi}_\zeta \rightarrow 0. \end{aligned}$$

Уравнение (6) для нелинейной компоненты потенциала скорости $\tilde{\Phi}$ решается в пространстве Фурье с помощью трёхдиагонального матричного алгоритма [Thomas, 1949]. Алгоритм обобщён на трёхмерный случай на основе Фурье-представления по продольным координатам ξ и ϑ . Уравнение решается итерациями с последовательной коррекцией правой части. Точность решения контролируется максимальной невязкой $\varepsilon \sim (10^{-4} - 10^{-6}) \|\eta\|$ ($\|\eta\|$ – норма для возмущения поверхности). Детали численной схемы и результаты всесторонней проверки модели можно найти в [Chalikov, 2021a,b].

Модель FWM в рамках условий потенциальности и периодичности не имеет ограничений, за исключением ограничений, связанных с устойчивостью. Наиболее очевидно применение этой модели для исследования статистических свойств многомерного волнового поля на больших площадях. Недостатком модели является её низкая вычислительная эффективность, вызванная необходимостью итеративного решения трёхмерного уравнения для потенциала (6) на каждом шаге по времени.

Известно, что трёхмерная структура волнового поля в модели FWM рассчитывается по трёхмерному уравнению для потенциала (6) только для того, чтобы рассчитать вертикальную скорость на поверхности $w = \varphi_\zeta$ ($\zeta = 0$). Таким образом, оказывается, что так же, как и в конформной формулировке, эволюция волн полностью определяется поверхностными характеристиками, включая поверхностную скорость, а трёхмерная структура потенциала скорости не используется. Возникает естественная мысль сформулировать задачу только в терминах поверхностных характеристик без воспроизведения трёхмерной структуры решения. Ключом к построению такой схемы оказался приём, основанный на разделении потенциала на линейную и нелинейную компоненты.

При $\zeta = 0$ уравнение для нелинейной компоненты потенциала принимает вид:

$$\tilde{w}_\zeta = 2(\eta_\xi w_\xi + 2\eta_\vartheta w_\vartheta) + \Delta\eta w - s w_\zeta. \quad (7)$$

Здесь использованы обозначения: $w = \varphi_\zeta$, $w_\zeta = \varphi_{\zeta\zeta}$, $s = \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2$. Уравнение (7) является точным. Принимая во внимание, что $w_\xi = 0$ и $w_\vartheta = 0$, уравнение (7) можно представить в форме

$$(1 + s)\tilde{w}_\vartheta = 2(\eta_\xi \tilde{w}_\xi + \eta_\vartheta \tilde{w}_\vartheta + \Delta\eta \tilde{w} + r), \quad (8)$$

где слагаемое r зависит только от линейной компоненты $\tilde{w}$,

$$r = 2(\eta_\xi \tilde{w}_\xi + \eta_\vartheta \tilde{w}_\vartheta) + \Delta\eta \tilde{w} - s \tilde{w}_\zeta, \quad (9)$$

вычисляемой по соотношению (5). Точное двухмерное уравнение (8) содержит две переменные – первую и вторую производные нелинейной компоненты потенциала по вертикали, т. е. $\tilde{w}$ и $\tilde{w}_\vartheta$. В отличие от трёхмерного уравнения (6), переменные $\tilde{w}$ и $\tilde{w}_\vartheta$ определяются асимптотическим поведением потенциала скорости вблизи поверхности. В работе [Chalikov, 2021b], выполненной на основе точной трёхмерной модели с высоким вертикальным разрешением, показано, что вертикальные профили $\varphi(\zeta)$ имеют универсальный вид, и в достаточно широкой окрестности $\zeta = 0$ очень близки к линейным. Анализ профилей, рассчитанных по полной модели, показывает, что $\tilde{w}$ и $\tilde{w}_\vartheta$ оказываются всегда одного знака, поэтому профиль потенциала удобно аппроксимировать следующей формулой:

$$\tilde{\varphi} = \tilde{w}_\zeta \exp\left(\frac{\zeta}{2A}\right),$$

которая определяет зависимость между $\tilde{w}$ и $\tilde{w}_\zeta$:

$$\tilde{w} = A\tilde{w}_\zeta, \quad (10)$$

где A – коэффициент, зависящий от параметров модели и локальных характеристик.

Для обобщения линейной зависимости (10) необходимо выбрать по крайней мере два параметра с размерностью длины, учитывающей внутренние характеристики волнового поля.

Наилучшие результаты были получены в следующей форме:

$$A = \sigma F(\mu), \quad (11)$$

где параметр μ определён соотношением:

$$\mu = \sigma \sigma_L, \quad (12)$$

а функция A аппроксимируется формулой

$$F = \frac{d_0\mu + d_1}{\mu + d_2}, \quad (13)$$

где $d_0 = 0,535$, $d_1 = 0,0414$, $d_2 = 0,00321$.

Эффективность этого упрощения обусловлена тем, что нелинейная поправка к вертикальной скорости на поверхности оказывается очень мала по сравнению с линейной компонентой вертикальной скорости.

Для иллюстрации этого утверждения использовалась модель, описанная в работах [Chalikov, 2021a,b]. Использовалось разрешение 1024×512 мод, число уровней по вертикали равнялось 50. Для того чтобы результаты отражали ситуации с разными интегральными характеристиками, в модель были включены алгоритмы, описывающие приток энергии к волнам и диссипацию, т.е. волны моделировались в процессе их развития. Алгоритмы физических процессов подробно описаны в [Chalikov, 2016]. Расчёты производились с временным шагом $\Delta = 0,01$ на период $\tau = 2000$.

На рис. 1 приведены спектры линейной компоненты скорости и полной вертикальной скорости. Как видно, полная вертикальная скорость превосходит на 2–3 порядка нелинейную поправку, что подтверждает справедливость принятого подхода. Малость нелинейной поправки к вертикальной скорости не означает небольшую роль нелинейности в волновой динамике, поскольку в двухмерной модели используются полные нелинейные поверхностные условия (2) и (3).

Наиболее убедительное свидетельство точности ускоренной модели может быть получено сравнением полной компоненты w , рассчитанной по трёхмерному уравнению (6) и такой же величины $w_A = \tilde{w} + \tilde{w}$, рассчитанной по двухмерному уравнению (8). Результаты этих расчётов приведены на рис. 2. Жирная кривая показывает осреднённые для каждого интервала $\Delta w = 0,001$ значения w_A , рассчитанные с учётом (9). Связь между w и w_A определяется линейным уравнением

$$w_A = 9 \times 10^{-5} + 0,995w. \quad (14)$$

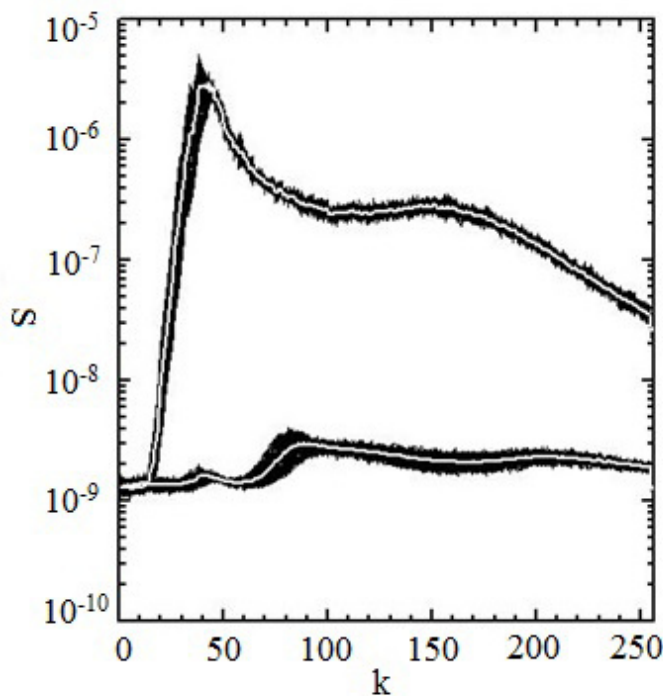


Рис. 1. Одномерные спектры полной вертикальной скорости на поверхности w (верхняя кривая) и нелинейной компоненты вертикальной скорости (нижняя кривая), как функции волнового числа рассчитанные в ходе интегрирования с FWM. Белые кривые получены трансформацией двумерного спектра из пространства волновых чисел в полярную систему координат (θ, k) и суммированием по углу θ . Чёрный фон для обеих групп создают 10 000 кривых, полученных трансформацией двумерного спектра из пространства волновых чисел в полярную систему координат (θ, k) и суммированием по углу θ и рассчитанные по достижении режима близкого к квазистационарному. Белые кривые – осреднённые по всем реализациям спектры.

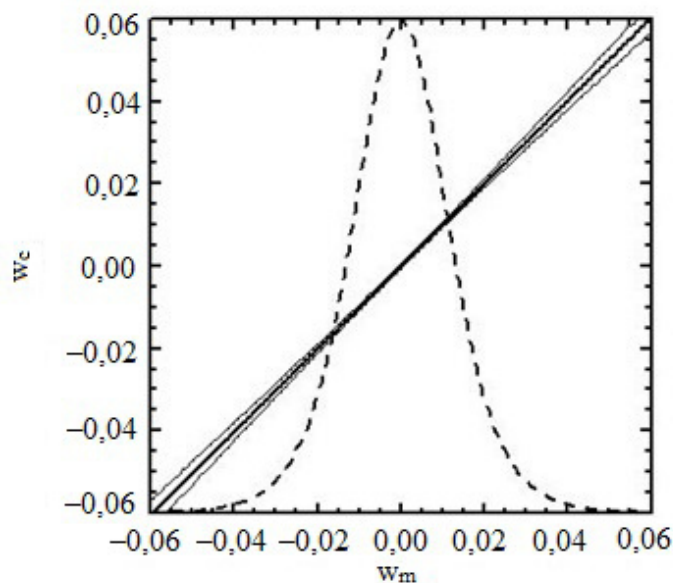


Рис. 2. Сравнение полной вертикальной скорости w_m , рассчитанной с помощью FWM, с той же скоростью w_c , рассчитанной с помощью уравнений (8) и (11)–(13). Жирная линия соответствует усреднённой зависимости, в то время как тонкие линии показывают дисперсию. Расчёт проводился путём усреднения по ячейкам размером 0,001. Пунктирная кривая показывает распределение вероятности для w , нормированной максимальным значением вероятности. Нулевые значения вероятности соответствуют значению $w = -0,06$.

Окаймляющие линии описывают дисперсию аппроксимации. Зависимость (14) изображена тонкой линией, которая везде совпадает с жирной линией. Средняя дисперсия ошибки меньше, чем 6×10^{-4} , поэтому все кривые различить на графике невозможно. Распределение вероятности для w (пунктирная кривая) показывает, что величины полной компоненты вертикальной скорости приходятся, в основном, на интервал $-0,05 < w < 0,05$.

Наиболее убедительным является сравнение двух независимых методов расчёта вертикальной скорости w , т. е. метода, основанного на решении точного уравнения (6) (помечено как w_m), и другого – основанного на поверхностном условии (8) и соотношениях (11)–(13) (помечено как w_c). Это сравнение приведено на рис. 2. Количество используемых пар w_m и w_c равно 2×10^9 . Среднеквадратичная разность между w_m и w_c равна 0,0017.

Неадиабатические эффекты и эволюция интегральных характеристик волнового поля

Полная адиабатическая модель может использоваться только для относительно коротких временных интервалов или слабой нелинейности. Реальные волны получают энергию от ветра, эволюционируют и диссипируют. Алгоритмы, описывающие приток энергии от ветра и диссипацию волн, были разработаны для моделей прогнозирования волн, но эти схемы применимы для относительно низких волновых чисел. В обеих

моделях были использованы схемы параметризации физических эффектов, предложенные в монографии [Chalikov, 2016], с небольшими модификациями, описанными в [Chalikov, 2021b]. Приток энергии рассчитывается на основе теории Майлза [Miles, 1957]. Согласно этой теории, приток энергии в небольшом интервале в пространстве Фурье пропорционален плотности потенциальной энергии в этом интервале с коэффициентом, зависящим от отношения скорости ветра к средней фазовой скорости в спектральном интервале. Форма этого коэффициента (традиционно называемого *beta* функцией) известна с низкой точностью.

Нелинейный поток энергии, направленный к малым волновым числам, приводит к смещению спектра, в то время как противоположный поток формирует форму спектрального хвоста. В численной модели второй процесс может привести к накоплению энергии вблизи предельного волнового числа. Оба процесса становятся более интенсивными с увеличением притока энергии. За ростом амплитуд при высоких волновых числах следует рост локальной крутизны и численной неустойчивости.

Основным процессом диссипации является обрушение волны [Babanin, 2011]. Неустойчивость границы раздела, приводящая к обрушению, является важной и слабо разработанной проблемой механики жидкости.

В целом, проблема параметризации физических процессов далека от завершения. Все схемы содержат коэффициенты, значения которых известны с низкой точностью. Однако, настраивая эти коэффициенты, можно более или менее правдоподобно имитировать развитие волн под действием ветра. Контроль решения удобно осуществлять на основе расчёта интегральной энергии.

Энергия волновых движений $E = E_p + E_k$ (E_p – потенциальная энергия, E_k – кинетическая энергия) может быть рассчитана по формулам:

$$E_p = 0,5 \langle \eta^2 \rangle, \quad (15)$$

$$E_k = \left\langle \left((1 + \eta_\xi^2 + \eta_\eta^2) \varphi \varphi_\xi - 2\varphi (\eta_\xi \varphi_\xi + \eta_\eta \varphi_\eta) - 0,5 \Delta \eta \varphi^2 \right) \right\rangle, \quad (16)$$

где угловые скобки обозначают осреднение по горизонтали. Уравнение эволюции интегральной энергии может быть представлено в виде:

$$\frac{dE}{dt} = N + I + B + T, \quad (17)$$

где I – интегральный приток энергии от ветра, B – скорость диссипации волновой энергии за счёт обрушения волн, T – скорость диссипации волновой энергии за счёт фильтрации высокочастотных мод. Волновой спектр может изменяться за счёт нелинейных взаимодействий N между волновыми модами, однако интегральный эффект этих взаимодействий должен быть равен нулю. Строго говоря, консервативность энергии может быть обеспечена только для потенциально адиабатического движения в бесконечной области. Нелинейность и ошибки аппроксимации могут вызывать флуктуации во времени полной энергии с амплитудой порядка $(10^{-6} - 10^{-5})E$. Интегральный эффект этих флуктуаций, как правило, диссипативный. С использованием уравнений (15) и (16) тренд полной энергии легко устраняется. Уравнения для скорости эволюции обеих видов энергии могут быть выведены из первичных уравнений (2)–(4), однако в численных расчётах возможна более простая схема: притоки энергии могут быть вычислены по отдельности, например, величина I вычисляется по формуле:

$$I = \frac{1}{\Delta t} (E^{t+\Delta t} - E^t), \quad (18)$$

где $E^{t+\Delta t}$ – интегральная энергия волнового поля, полученного за один шаг по времени с правой частью, содержащей только поверхностное давление p_0 . Для расчёта различных эффектов по процедуре (18) в уравнениях удерживаются члены, ответственные за этот эффект.

В настоящей работе модель AWM интегрировалась с разрешением 513×257 мод (2048×1024 узлов сетки). На рис. 3 показана эволюция интегральных характеристик волнения, заданного в начальных условиях спектром JONSWAP при $U/c_p = 1$ (U – скорость ветра, c_p – фазовая скорость в пике спектра) с максимумом на волновом числе $k_p = 120$ и угловым расширением в энергонесущей части спектра пропорциональным $(\cosh(\varphi))^{256}$, т. е. практически одномерные волны с очень маленькими поперечными возмущениями. Далее полагалось, что скорость ветра увеличилась до $5c_p$ и волны начали развиваться.

Этот процесс воспроизводился в течении интервала $\tau = 6000$ (600 тысяч шагов с шагом по времени $\Delta\tau = 0,01$), для чего потребовалось около 20 суток вычислений на компьютере DESKTOP-JGP2771 с тактовой частотой 3,2 ГГц. Таким образом,

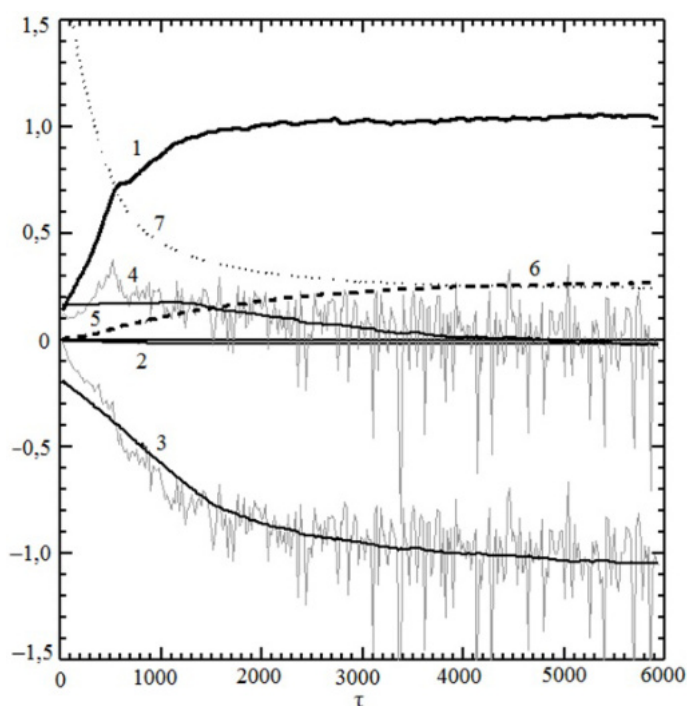


Рис. 3. Эволюция интегральных характеристик, полученных с помощью ускоренной двухмерной модели AWM, умноженных на 10^8 : 1) – приток энергии от ветра I ; 2) – диссипация хвостовой части спектра T ; 3) – диссипация за счёт обрушения B ; 4) – баланс энергии $I + B + T$; 5) – нелинейные взаимодействия N ; 6) – изменение полной энергии $10^6 E$; 7) – взвешенное спектром волновое число $10^{-2} k_w$ спектра. Мгновенные значения – серый цвет.

численные эксперименты даже с ускоренной моделью AWM требуют значительных вычислительных ресурсов. Подобные расчёты с полной трёхмерной моделью FWM потребовали бы около полутора лет. Разумеется, при подготовке к длительному численному эксперименту проводилось много расчётов с моделью AWM при меньшем разрешении и на более короткие интервалы времени. Эти расчёты с моделью FWM были бы также невозможны. К сожалению, при существенном уменьшении разрешения, нужный результат часто не достигается из-за ухудшения аппроксимации. Использование многопроцессорных компьютеров для ускоренной модели нецелесообразно из-за быстрого роста доли времени, затрачиваемого на обмен между процессорами.

На протяжении всего расчётного периода полная энергия E (рис. 3, кривая 6) выросла более чем в 45 раз. При этом средневзвешенное волновое число k_w :

$$k_w = \frac{\sum_{k,l} k S(k,l)}{\sum_{k,l} S(k,l)}$$

уменьшалось от значения $k_w = 160$ до $k_w = 24$, а волновое число в пике спектра от $k_p = 115$ до $k_p = 15$. Эволюция $10^{-2}k_w$ показана на рис. 3, кривая 7. Скорость диссипации энергии в высокочастотной части спектра очень мала, но этот вид диссипации необходим, поскольку он обеспечивает вычислительную устойчивость. Интегральный эффект нелинейных взаимодействий практически равен нулю, несмотря на то, что какая-то часть энергии покидает расчётную область за счёт этих взаимодействий. Наибольшая диссипация осуществляется через процесс обрушения волн. Этот вид диссипации компенсирует большую часть притока энергии от ветра, при этом баланс энергии остаётся положительным, но уменьшается по мере приближения энергии к стационарному уровню.

Все кривые на рис. 3 для наглядности сглажены, но для диссипации обрушения и баланса энергии показаны значения, осреднённые по отрезку $\Delta t = 2$. Даже осреднённые по малому периоду колебания потери энергии за счёт обрушения могут достигать больших значений. Аналогичные колебания, фиксируемые на каждом шаге по времени, выглядят как некоррелированный во времени шум ещё большей амплитуды. Это соответствует представлениям о процессе обрушения, как о локально некоррелированном во времени спорадическом процессе [Babanin, 2011].

В настоящих расчётах использовалась схема, основанная на диффузионном операторе сглаживания с коэффициентом сглаживания, зависящим от локальной кривизны поверхности [Chalikov, 2016].

Спектры и статистические характеристики развивающегося волнения

Двухмерные спектры были получены осреднением мгновенных спектров за периоды $\Delta t = 20$. Одномерные спектры различных характеристик были получены трансформацией произвольного двухмерного спектра $S(k,l)$ в полярный спектр $S'(\theta, r)$ (θ – направление; $r = |k|$ – модуль волнового числа) и осреднением по углу θ (рис. 4). Поскольку объём полученной таким образом информации слишком велик для представления, одномерные спектры были усреднены по каждому из 6 периодов с примерно равными приращениями полной энергии.

В течение первого и второго периодов происходила наиболее быстрая трансформация волновых спектров (панель 1), связанная с ростом энергии и смещением спектра к низким волновым числам. Приток энергии (панель 2) при постоянном ветре и скорость диссипации за счёт обрушения (панель 3) полностью определяется формой волнового спектра. Спектры нелинейных взаимодействий (панель 4) представлены неотчётливо, но каждый из них обладает глубоким минимумом на высокочастотном склоне спектра и областью притока энергии на противоположном склоне. Этот поток энергии и определяет смещение спектра. Диссипация в «хвосте» спектра введена для обеспечения устойчивости счёта, но она соответствует физическому процессу поглощения нелинейного потока энергии, направленного в область высоких волновых чисел. Эта диссипация затухает вблизи предельного волнового числа просто потому, что там затухает энергия.

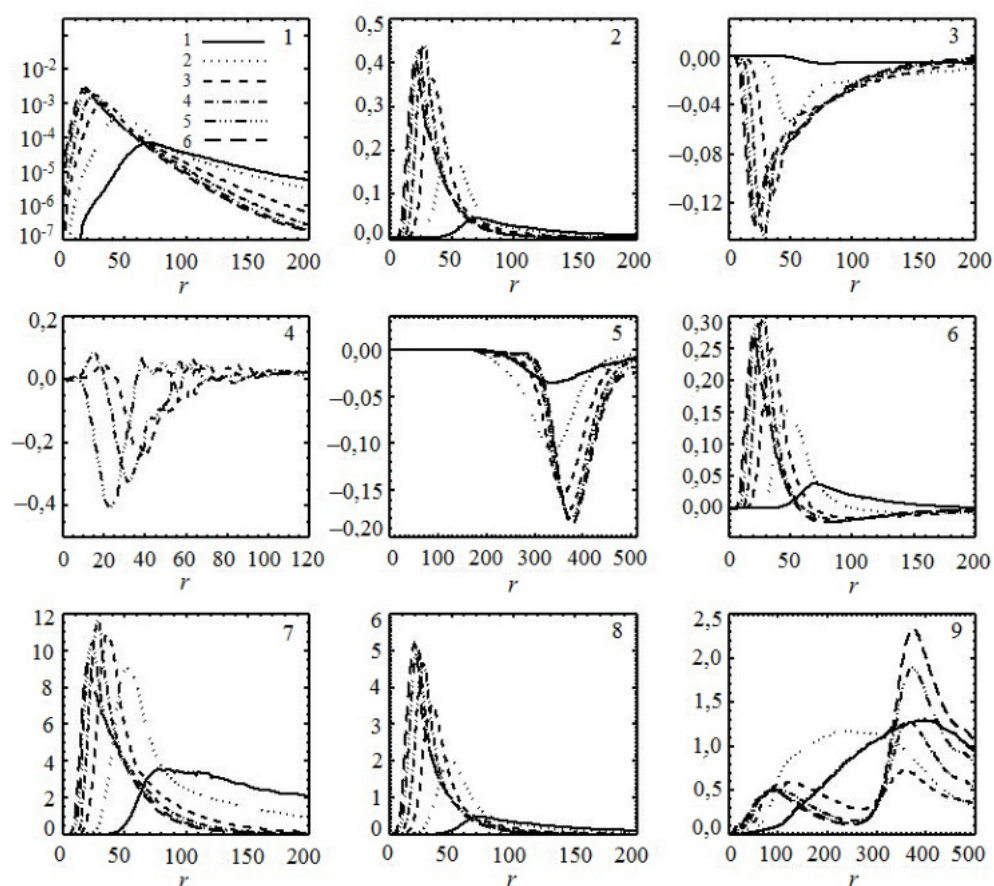


Рис. 4. Одномерные спектры: 1) – возвышения $10^9 S(r)$, 2) – притока энергии $10^9 S_i(r)$, 3) – диссипации за счёт обрушения волн $10^9 S_b(r)$, 4) – нелинейных взаимодействий $10^9 S_n(r)$, 5) – диссипации хвостовой части спектра $10^{11} S_t(r)$, 6) – баланса энергии $10^9 (S_b(r) + S_t(r) + S_i(r))$, 7) – горизонтальной производной возвышения поверхности $10^6 S_x(r)$, 8) – вертикальной скорости на поверхности $10^9 S_w(r)$, 9) – нелинейной компоненты вертикальной скорости на поверхности $10^9 S_n(r)$. Все спектры рассчитаны по шести различным интервалам времени, разные типы линий соответствуют разным временным отрезкам, каждый из которых оканчивается на время: 1. – $t = 500$; 2. – $t = 900$; 3. – $t = 1600$; 4. – $t = 2300$; 5. – $t = 3800$; 6. – $t = 6000$.

Баланс энергии (панель 6) отчётливо демонстрирует хорошо известный эффект «перекрытия» – энергия на средних волновых числах не растёт, а уменьшается с ростом разгона на фоне роста полной энергии. Панель 7 показывает, что волны наибольшей крутизны сосредоточены в области спектрального пика. На эту же область приходится максимум спектра полной вертикальной скорости на поверхности (панель 8). Наиболее интересны данные о нелинейной компоненте поверхностной вертикальной скорости $\tilde{w}$ (панель 9). Как видно, её максимальные значения приходятся не на область максимальных значений полной вертикальной скорости, а на высокие волновые числа. При этом характерные значения $\tilde{w}$ на 2–3 порядка меньше, чем w . Это различие объясняет успех применения ускоренной модели: интегрируются те же уравнения, что и в полной модели, а нелинейная компонента оказывается малой поправкой к полной вертикальной скорости. Подчёркнём, что в расчёте воспроизводились волны с крутизной, типичной для реальных волн.

Эволюция первых четырёх моментов поля возвышения показана на рис. 5, где использованы обозначения: для средней величины Av , дисперсии Var , асимметрии Sk и эксцесса Ku определяемыми формулами:

$$Av = \bar{z}, Var = \overline{(z - \bar{z})^2}, Sk = \left(\frac{\overline{(z - \bar{z})^3}}{\sqrt{\overline{(z - \bar{z})^2}}^3} \right), Ku = \left(\frac{\overline{(z - \bar{z})^4}}{\sqrt{\overline{(z - \bar{z})^2}}^4} \right) - 3.$$

(черта обозначает осреднение по пространству).

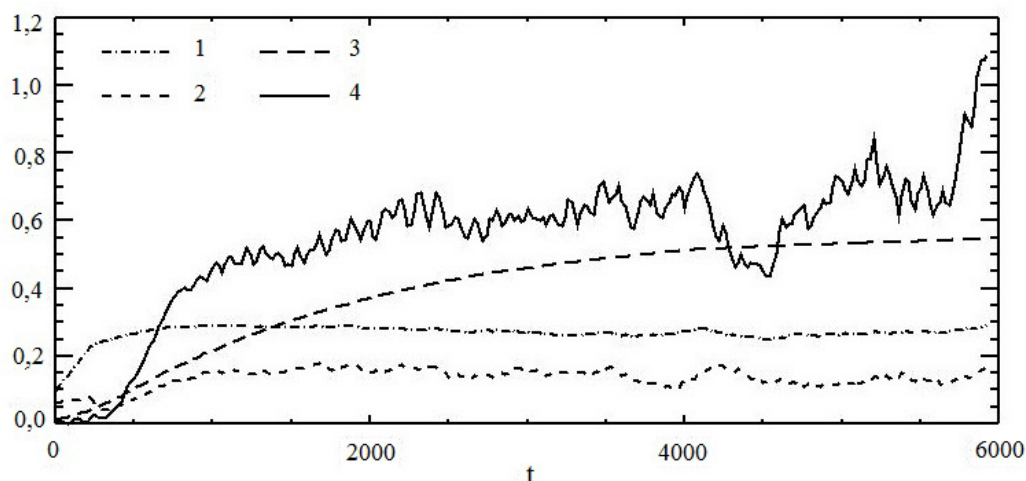


Рис. 5. Эволюция моментов, рассчитанных по полям уровня: 1) – асимметрии; 2) – эксцесса; 3) – дисперсии случайной величины, умноженной на 10^4 ; 4) – средней величины, умноженной на 10^4 .

Для линейных процессов асимметрия и эксцесс равны нулю. Дисперсия Var характеризует потенциальную энергию волн, которая почти точно равна половине полной энергии, поэтому эволюция Var подобна эволюции кривой 6, показанной на рис. 3. Средняя величина Av мала и практически не меняется со временем. Величины асимметрии Sk и эксцесса Ku с течением всего периода вычислений сохраняют свои значения, характерные для умеренно нелинейного процесса. Более детальная информация представлена на рис. 6, где показано распределение вероятностей для тех же четырёх моментов поля возвышения, рассчитанных для шести последовательных периодов, использованных в рис. 4.

Данные на рис. 6 показывают, что после нормировки на H_s все моменты поля возвышения практически совпадают. Сплошная кривая на панели 1 относится к начальному периоду, в котором нелинейные свойства волнения сформировались не полностью. Остальные кривые различаются незначительно. Любопытно, что для второго и более высокого порядка нормированных моментов распределение вероятностей для разных стадий развития волнения оказывается универсальным: все шесть кривых совпадают с точностью до толщины линии на графике.

Распределение вероятностей для первых четырёх моментов поля вертикальной скорости w , аналогичное приведённому на рис. 6, показано на рис. 7.

Вертикальная скорость w , как все переменные модели, безразмерна, т. е. нормирована на внешний масштаб скорости $\sqrt{gL}$ (L – внешний масштаб длины), однако, для представления результатов удобнее использовать внутренний масштаб длины, например, безразмерную высоту существенной волны H_s . Для перехода к этому масштабированию вместо подразумеваемого масштаба длины безразмерную вертикальную скорость w надо нормировать величиной $H_s^{1/2}$. Как видно, свойство автомодельности хорошо проявляется и для такой сложной характеристики, как поверхностная вертикальная скорость: кривые для различных 6 периодов практически неразличимы.

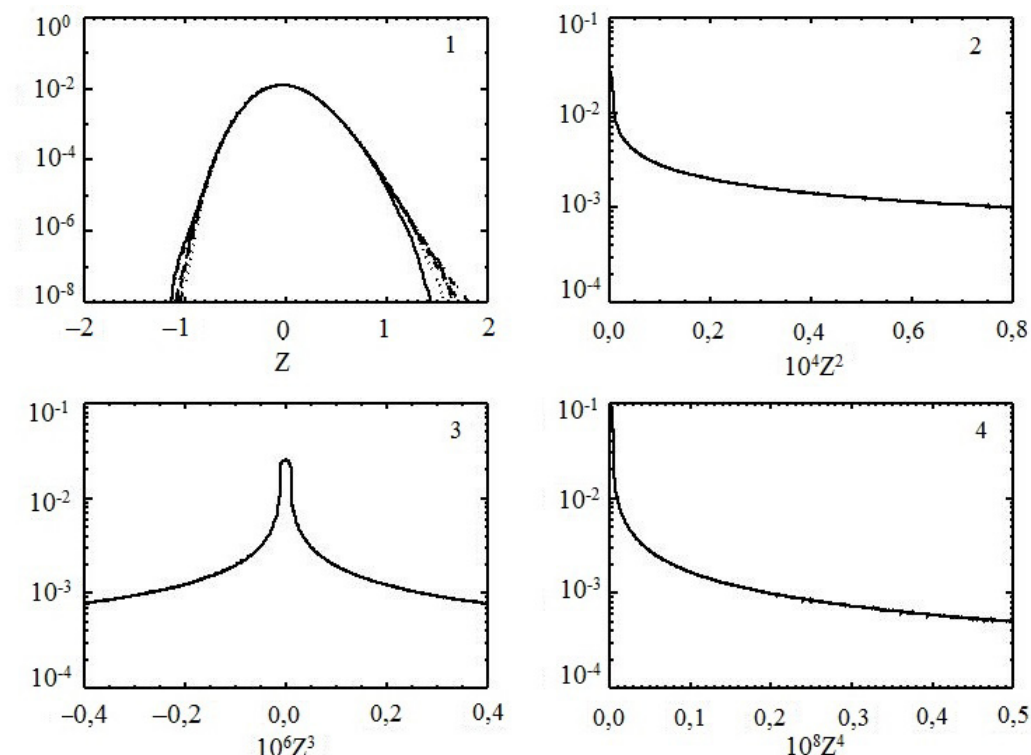


Рис. 6. Распределение вероятностей для четырёх моментов поля возвышения Z^n ($n = 1, 2, 3, 4$), $Z = \eta H_s^{-1}$, где η – возвышение, H_s – высота значительной волны, нормированные с помощью внешнего масштаба длины L и ускорения силы тяжести g для шести последовательных периодов, использованных в рис. 4. На каждой панели все 6 кривых для различных периодов совпадают.

Первичные данные для η и w без нормировки показывают, что распределение моментов сильно зависит от разгона. При введении нормировки распределение моментов оказывается практически не зависящим от разгона и от положения спектра (т. е. волнового числа пика спектра). Это указывает на существование автомодельности поля волн, которое сохраняется несмотря на многократное изменение их энергии. Универсальность распределения для первых моментов Z и W не предопределяет таковую для высоких моментов, которые гораздо более чувствительны к деталям. Этот результат получен с упрощённой моделью, в которой вертикальная скорость определяется не из трёхмерного уравнения для потенциала, а через дополнительное поверхностное граничное условие (11), дополненное гипотезой замыкания (13)–(17).

Для проверки сохранения свойства автомодельности были проведены дополнительные длительные расчёты с полной трёхмерной моделью FWM. Разрешение, использованное в демонстрированных выше расчётах, было недоступно, поэтому число мод принималось равным 513×257 . Соответствующее сеточное поле оказывалось меньше в 4 раза, но затребованная память увеличилась на порядок из-за трёхмерности. Все остальные параметры были заимствованы из AWM. Вероятности возвышения и вертикальной скорости, рассчитанные для двух продолжительных периодов показаны на рис. 8 и 9. На обоих рисунках кривые, относящиеся к разным периодам, полностью совпадают.

Сопоставление рис. 8 с рис. 6, а также рис. 9 с рис. 7 показывает, что распределение вероятностей статистических характеристик соответствующим образом нормированных переменных подтверждает свойство автомодельности ветровых волн. Кроме того, исключительная близость результатов, полученных с полной и ускоренной моделями, указывает на то, что ускоренная двумерная модель может применяться для моделирования динамики многомодового волнового поля в предположении о периодичности.

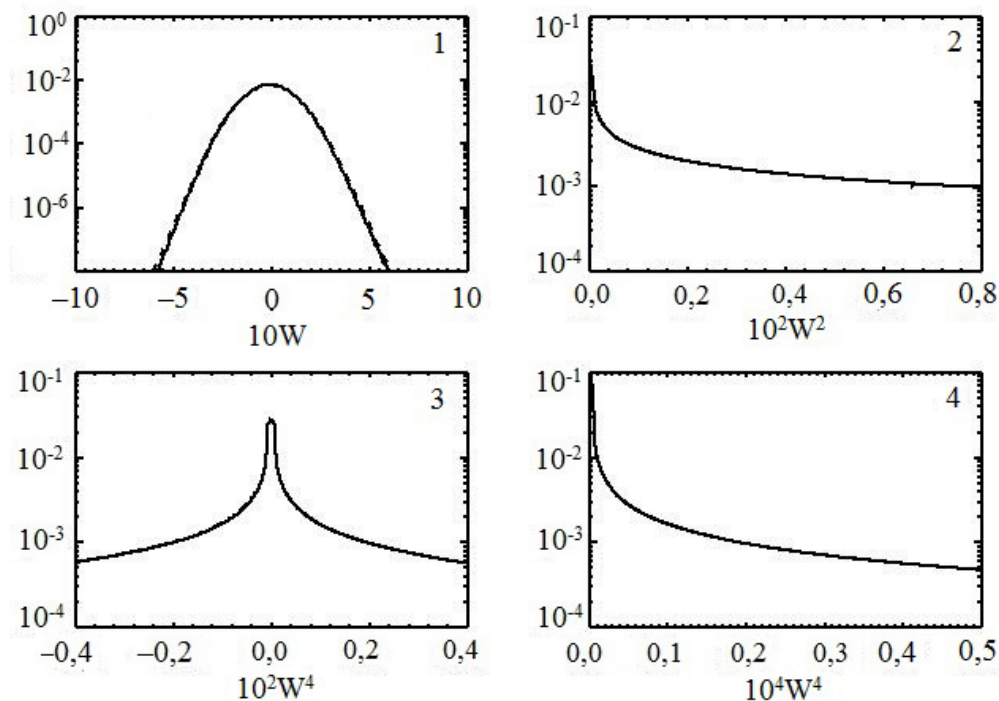


Рис. 7. Распределение вероятностей для четырёх статистических моментов поля вертикальной скорости W_n , ($n = 1, 2, 3, 4$), $W = wH_s^{-1/2}$, где w – вертикальная скорость, H_s – высота существующей волны, нормированные с помощью внешнего масштаба длины L и ускорения силы тяжести g для шести последовательных периодов, использованных в рис. 4. На каждой панели все 6 кривых для различных периодов совпадают.

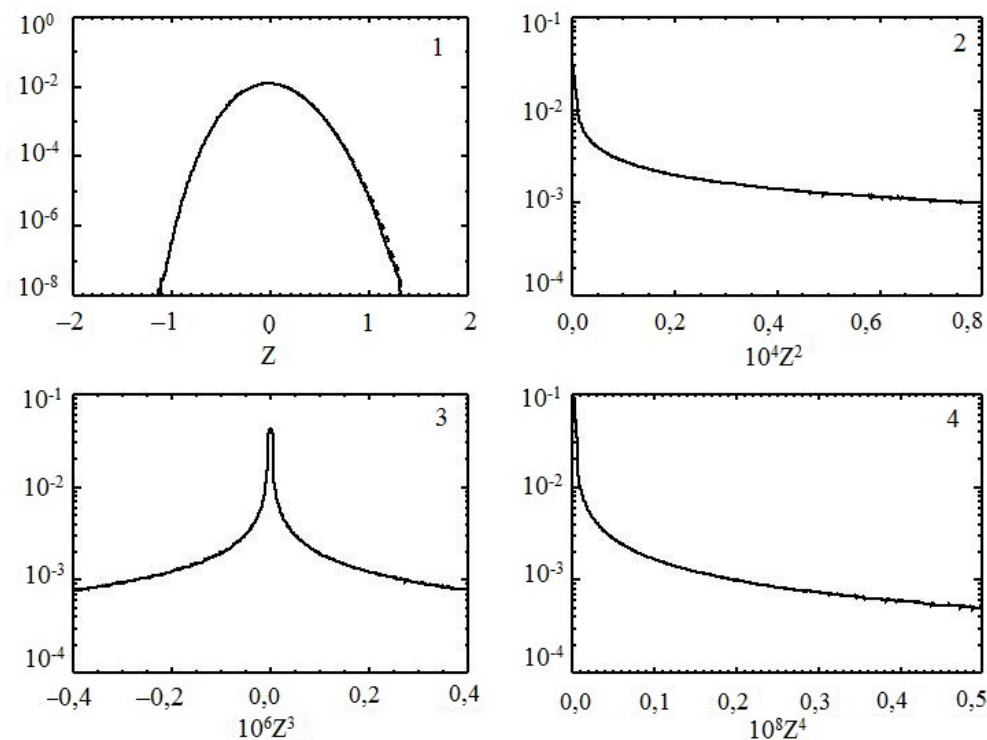


Рис. 8. Те же характеристики, что на рис. 6, но рассчитанные с моделью FWM. Данные получены для различных периодов с разной энергией, но различить их невозможно, т. к. после нормировки на H_s кривые совпадают.

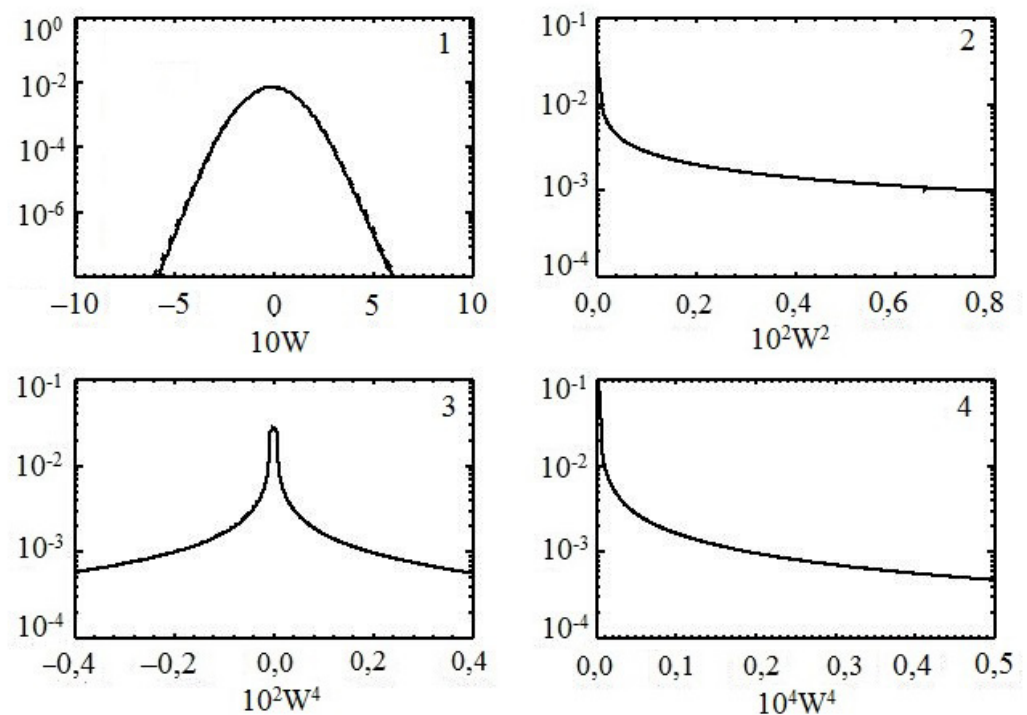


Рис. 9. Те же характеристики, что на рис. 7, но рассчитанные с моделью FWM. Данные получены для различных периодов с разной энергией, но так же, как и на рис. 8, различить их невозможно, т. к. после нормировки на $\sqrt{H_s}$ кривые совпадают.

Заключение

В настоящей работе приведены результаты расчётов эволюции двухмерного морского волнения на основе упрощённой двухмерной модели (AWM). Результаты дополнены аналогичными расчётами с полной трёхмерной моделью (FWM). AWM имеет явное преимущество в быстродействии. Обе модели снабжены одинаковой физикой. Один шаг по времени для AWM с сеточным разрешением 2048×1024 узлов требует 2,8 с, а для FWM с разрешением 1024×512 узлов 13,2 с. AWM с увеличенным в 4 раза по сравнению с FWM разрешением имеет быстродействие в 5 раз выше, чем FWM. Таким образом, эффективное быстродействие AWM примерно в 20 раз выше, чем FWM. Следует отметить, что эти оценки являются ориентировочными, поскольку данные для сравнения быстродействия двух моделей зависят от доли вычислений, не зависящих от схемы решения, например, вычислений физических эффектов и оперативной обработки и записи результатов. Используемые исследовательские версии моделей снабжены очень подробными алгоритмами предварительного анализа и записи результатов в спектральном и сеточном пространствах, которые замедляют процесс.

Приведённые вычисления показывают, что упрощённая модель способна воспроизводить развитие и стабилизацию ветрового волнения. К сожалению, в настоящее время отсутствуют надёжные данные о скорости развития волн под действием ветра. Наиболее подробные данные о развитии волнового спектра даёт аппроксимация JONSWAP, согласно которой энергия волн E растёт прямо пропорционально разгону F , т. е. $E = \gamma F$, где размерный коэффициент γ зависит квадратично от скорости ветра. Полагая для оценок, что разгон F может быть оценён формулой: $F = \int_0^t c_p dt$ (где c_p и t – размерные фазовая скорость в пике спектра и время), получаем: $E = \gamma \int_0^t c_p dt$ откуда следует, что $dE/dt = \gamma c_p$. Очевидно, что c_p увеличивается во времени, следовательно, энергия E растёт быстрее, чем линейно. В наших расчётах нелинейный рост наблюдается только на начальном этапе, а далее рост замедляется и в конце концов энергия устанавливается на относительно постоянном уровне. Эмпирические данные, освещающие весь

этот процесс на всём его протяжении, отсутствуют, а единственным источником такой информации является, пока, только численное моделирование. Его результаты не очень надёжны, поскольку спектральные свойства процессов притока энергии и её диссипации известны недостаточно хорошо. В настоящее время наши работы посвящены скорее созданию техники таких исследований, чем детальному изучению реальных процессов. Тем не менее, фазо-разрешающая формулировка модели волн безусловно более надёжна и подробна, чем спектральная. В настоящее время фазо-разрешающие модели могут применяться для моделирования реальных процессов в небольших акваториях.

С точки зрения физики ветрового волнения наиболее важным результатом, полученным в настоящих расчётах, является малая зависимость статистических характеристик, нормированных соответствующим образом переменных от степени развития волнения. Это свойство продемонстрировано на примере поля возвышения и вертикальной скорости на поверхности. Последняя характеристика особенно показательна, так как она является главным объектом трансформации трёхмерной формулировки в двумерную. Представляется, что замеченное свойство автомодельности сохранится и для других характеристик.

В целом, предложенная ускоренная модель не является точной с математической точки зрения, поскольку основана на эмпирической связи между вертикальной скоростью и её вертикальной производной. Следует, однако, уточнить, что имеется в виду под термином «точность». Точной можно назвать адиабатическую модель с бесконечно высоким разрешением или модель с конечным разрешением на малых интервалах времени. При практически возможном разрешении или увеличении интервала интегрирования модель остаётся реалистичной, если в ней учтены притоки и стоки энергии, которые противоречат предположению о потенциальности. Важно, что в настоящее время результаты, полученные двумя моделями, оказываются практически неразличимыми. Ускоренная модель позволяет проводить неоднократные вычисления с целью усовершенствования алгоритмов параметризации физических процессов. В дальнейшем ничто не мешает использовать для расчётов точную модель.

Благодарности. Исследование было выполнено в рамках государственного задания по теме №FMWE-2024-0028.

Список литературы

- Babanin A. Breaking and Dissipation of Ocean Surface Waves. — Cambridge University Press, 2011. — DOI: [10.1017/CBO9780511736162](https://doi.org/10.1017/CBO9780511736162).
- Causon D. M., Mingham C. G., Qian L. Developments in multi-fluid finite volume free surface capturing methods // Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — С. 397—427. — DOI: [10.1142/9789812836502_0011](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0011).
- Chalikov D. Correction to: Accelerated reproduction of 2-D periodic waves // Ocean Dynamics. — 2021a. — Т. 71, № 4. — С. 491—491. — DOI: [10.1007/s10236-021-01450-3](https://doi.org/10.1007/s10236-021-01450-3).
- Chalikov D. High-Resolution Numerical Simulation of Surface Wave Development under the Action of Wind // Geophysics and Ocean Waves Studies. — IntechOpen, 2021b. — DOI: [10.5772/intechopen.92262](https://doi.org/10.5772/intechopen.92262).
- Chalikov D. V. Numerical Modeling of Sea Waves. — Springer International Publishing, 2016. — DOI: [10.1007/978-3-319-32916-1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-32916-1).
- Ducrozet G., Bonnefoy F., Le Touzé D. *u dp*. 3-D HOS simulations of extreme waves in open seas // Natural Hazards and Earth System Sciences. — 2007. — Т. 7, № 1. — С. 109—122. — DOI: [10.5194/nhess-7-109-2007](https://doi.org/10.5194/nhess-7-109-2007).
- Ducrozet G., Bonnefoy F., Le Touzé D. *u dp*. HOS-ocean: Open-source solver for nonlinear waves in open ocean based on High-Order Spectral method // Computer Physics Communications. — 2016. — Т. 203. — С. 245—254. — DOI: [10.1016/j.cpc.2016.02.017](https://doi.org/10.1016/j.cpc.2016.02.017).
- Engsig-Karup A. P., Bingham H. B., Lindberg O. An efficient flexible-order model for 3D nonlinear water waves // Journal of Computational Physics. — 2009. — Т. 228, № 6. — С. 2100—2118. — DOI: [10.1016/j.jcp.2008.11.028](https://doi.org/10.1016/j.jcp.2008.11.028).
- Engsig-Karup A. P., Madsen M. G., Glimberg S. L. A massively parallel GPU-accelerated model for analysis of fully nonlinear free surface waves // International Journal for Numerical Methods in Fluids. — 2011. — Т. 70, № 1. — С. 20—36. — DOI: [10.1002/fld.2675](https://doi.org/10.1002/fld.2675).

- Fructus D., Clamond D., Grue J. *u dp*. An efficient model for three-dimensional surface wave simulations // Journal of Computational Physics. — 2005. — Т. 205, № 2. — С. 665–685. — DOI: [10.1016/j.jcp.2004.11.027](https://doi.org/10.1016/j.jcp.2004.11.027).
- Greaves D. Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves // Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — С. 357–396. — DOI: [10.1142/9789812836502_0010](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0010).
- Issa R., Violeau D., Lee E.-S. *u dp*. Modelling nonlinear water waves with RANS and LES SPH models // Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — С. 497–537. — DOI: [10.1142/9789812836502_0014](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0014).
- Kim K. S., Kim M. H., Park J.-C. Development of Moving Particle Simulation Method for Multiliquid-Layer Sloshing // Mathematical Problems in Engineering. — 2014. — Т. 2014. — С. 1–13. — DOI: [10.1155/2014/350165](https://doi.org/10.1155/2014/350165).
- Kim Y. J., Baek H. M., Yang Y. J. *u dp*. A Study on the High-Order Spectral Model Capability to Simulate a Fully Developed Nonlinear Sea States // Journal of Ocean Engineering and Technology. — 2023. — Т. 37, № 1. — С. 20–30. — DOI: [10.26748/KSOE.2022.034](https://doi.org/10.26748/KSOE.2022.034).
- Lubin P., Caltagirone J.-P. Large eddy simulation of the hydrodynamics generated by breaking waves // Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — С. 575–604. — DOI: [10.1142/9789812836502_0016](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0016).
- Ma Q. W., Yan S. Qale-FEM method and its application to the simulation of free responses of floating bodies and overturning waves // Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — С. 165–202. — DOI: [10.1142/9789812836502_0005](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0005).
- Miles J. W. On the generation of surface waves by shear flows // Journal of Fluid Mechanics. — 1957. — Т. 3, № 02. — С. 185. — DOI: [10.1017/S0022112057000567](https://doi.org/10.1017/S0022112057000567).
- Thomas L. H. Elliptic problems in linear differential equations over a network. — Columbia University (New York) : Watson Scientific Computing Laboratory Report, 1949.
- Tolman H. L. User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III Version 3.14. — NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 2009. — 220 с.
- Young D.-L., Wu N.-J., Tsay T.-K. Method of fundamental solutions for fully nonlinear water waves // Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — С. 325–355. — DOI: [10.1142/9789812836502_0009](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0009).

NUMERICAL STUDY ON STATISTICAL CHARACTERISTICS OF DEVELOPING WAVES

K. V. Fokina^{**1,2} , and D. V. Chalikov^{1,3} 

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

²Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

³University of Melbourne, Victoria, Australia

****Correspondence to:** Karina Fokina, fokinakarina@yandex.ru

Long-term calculations of the evolution of three-dimensional waves ranging from the early stage to energy stabilization were made on the basis of a two-dimensional phase-resolving model. The evolution of the main integral and spectral characteristics is analyzed along with the probability distribution for the elevation field and vertical velocity. The apparent property of self-similarity (i.e. the independence of the statistical structure of the field from the degree of wave development) for the wave field on the example of the first four moments for normalized fields of elevation and surface vertical velocity is shown. The conclusion is confirmed by the calculations with a three-dimensional model.

Keywords: phase-resolving modeling, wave spectrum, wind waves, energy input, dissipation of wave energy, statistical characteristics of waves.

Citation: Fokina K. V., and D. V. Chalikov (2024), Numerical Study on Statistical Characteristics of Developing Waves, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2010, <https://doi.org/10.2205/2024ES000878> EDN: SNFMC1

Received: 5 September 2023

Accepted: 10 November 2023

Published: 14 June 2024



© 2024. The Authors.

References

- Babanin A. Breaking and Dissipation of Ocean Surface Waves. — Cambridge University Press, 2011. — DOI: [10.1017/CBO9780511736162](https://doi.org/10.1017/CBO9780511736162).
- Causon D. M., Mingham C. G., Qian L. Developments in multi-fluid finite volume free surface capturing methods // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves*. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — P. 397–427. — DOI: [10.1142/9789812836502_0011](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0011).
- Chalikov D. Correction to: Accelerated reproduction of 2-D periodic waves // *Ocean Dynamics*. — 2021a. — Vol. 71, no. 4. — P. 491–491. — DOI: [10.1007/s10236-021-01450-3](https://doi.org/10.1007/s10236-021-01450-3).
- Chalikov D. High-Resolution Numerical Simulation of Surface Wave Development under the Action of Wind // *Geophysics and Ocean Waves Studies*. — IntechOpen, 2021b. — DOI: [10.5772/intechopen.92262](https://doi.org/10.5772/intechopen.92262).
- Chalikov D. V. Numerical Modeling of Sea Waves. — Springer International Publishing, 2016. — DOI: [10.1007/978-3-319-32916-1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-32916-1).
- Ducrozet G., Bonnefoy F., Le Touzé D., *et al.* 3-D HOS simulations of extreme waves in open seas // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. — 2007. — Vol. 7, no. 1. — P. 109–122. — DOI: [10.5194/nhess-7-109-2007](https://doi.org/10.5194/nhess-7-109-2007).
- Ducrozet G., Bonnefoy F., Le Touzé D., *et al.* HOS-ocean: Open-source solver for nonlinear waves in open ocean based on High-Order Spectral method // *Computer Physics Communications*. — 2016. — Vol. 203. — P. 245–254. — DOI: [10.1016/j.cpc.2016.02.017](https://doi.org/10.1016/j.cpc.2016.02.017).
- Engsig-Karup A. P., Bingham H. B., Lindberg O. An efficient flexible-order model for 3D nonlinear water waves // *Journal of Computational Physics*. — 2009. — Vol. 228, no. 6. — P. 2100–2118. — DOI: [10.1016/j.jcp.2008.11.028](https://doi.org/10.1016/j.jcp.2008.11.028).

- Engsig-Karup A. P., Madsen M. G., Glimberg S. L. A massively parallel GPU-accelerated model for analysis of fully nonlinear free surface waves // *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. — 2011. — Vol. 70, no. 1. — P. 20–36. — DOI: [10.1002/fld.2675](https://doi.org/10.1002/fld.2675).
- Fructus D., Clamond D., Grue J., *et al.* An efficient model for three-dimensional surface wave simulations // *Journal of Computational Physics*. — 2005. — Vol. 205, no. 2. — P. 665–685. — DOI: [10.1016/j.jcp.2004.11.027](https://doi.org/10.1016/j.jcp.2004.11.027).
- Greaves D. *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves* // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves*. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — P. 357–396. — DOI: [10.1142/9789812836502_0010](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0010).
- Issa R., Violeau D., Lee E.-S., *et al.* Modelling nonlinear water waves with RANS and LES SPH models // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves*. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — P. 497–537. — DOI: [10.1142/9789812836502_0014](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0014).
- Kim K. S., Kim M. H., Park J.-C. Development of Moving Particle Simulation Method for Multiliquid-Layer Sloshing // *Mathematical Problems in Engineering*. — 2014. — Vol. 2014. — P. 1–13. — DOI: [10.1155/2014/350165](https://doi.org/10.1155/2014/350165).
- Kim Y. J., Baek H. M., Yang Y. J., *et al.* A Study on the High-Order Spectral Model Capability to Simulate a Fully Developed Nonlinear Sea States // *Journal of Ocean Engineering and Technology*. — 2023. — Vol. 37, no. 1. — P. 20–30. — DOI: [10.26748/KSOE.2022.034](https://doi.org/10.26748/KSOE.2022.034).
- Lubin P., Caltagirone J.-P. Large eddy simulation of the hydrodynamics generated by breaking waves // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves*. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — P. 575–604. — DOI: [10.1142/9789812836502_0016](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0016).
- Ma Q. W., Yan S. Qale-FEM method and its application to the simulation of free responses of floating bodies and overturning waves // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves*. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — P. 165–202. — DOI: [10.1142/9789812836502_0005](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0005).
- Miles J. W. On the generation of surface waves by shear flows // *Journal of Fluid Mechanics*. — 1957. — Vol. 3, no. 02. — P. 185. — DOI: [10.1017/S0022112057000567](https://doi.org/10.1017/S0022112057000567).
- Thomas L. H. Elliptic problems in linear differential equations over a network. — Columbia University (New York) : Watson Scientific Computing Laboratory Report, 1949.
- Tolman H. L. User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III Version 3.14. — NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 2009. — 220 p.
- Young D.-L., Wu N.-J., Tsay T.-K. Method of fundamental solutions for fully nonlinear water waves // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves*. — WORLD SCIENTIFIC, 2010. — P. 325–355. — DOI: [10.1142/9789812836502_0009](https://doi.org/10.1142/9789812836502_0009).

ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ
КОМПЛЕКСА ЛАГМАН, ПРОВИНЦИЯ НУРИСТАН, АФГАНИСТАНЕ. В. Левашова¹ , С. Г. Скублов^{*1,2} , Н. Хамдард² , М. А. Иванов² , и В. С. Стативко^{1,2} ¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия²Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург, Россия* **Контакт:** Сергей Геннадьевич Скублов, skublov@yandex.ru

Впервые проведено исследование геохимии циркона (метод SIMS, 2 пробы, 20 точек) из лейкогранитов комплекса Лагман, расположенного в пегматитоносной (LCT-тип) провинции Нуристан (Афганистан). Циркон характеризуется повышенным содержанием Hf (до 34500 мкг/г), имеющим тенденцию увеличиваться к краю зерен. С ростом Hf коррелируется рост содержания Li, Ca, U. Содержание Ti варьирует незначительно и отвечает температуре кристаллизации циркона около 700 °С. Необычным является характер распределения редкоземельных элементов (REE). В большинстве зерен положительная Ce-аномалия отсутствует, что нетипично для магматического циркона. Для ряда зерен краевые зоны отличаются пониженным содержанием REE и «плоским» характером распределения легких REE. Причиной такого распределения REE и отсутствия Ce-аномалии выступает, вероятно, совместная кристаллизация циркона с титанитом, концентрирующим REE и влияющим на фракционирование легких REE. Сравнение изученного циркона с цирконом из других лейкогранитов, в том числе, рассматриваемых как материнские для LCT-пегматитов, показало высокую степень фракционирования расплава лейкогранитов комплекса Лагман, проявленную в высоком содержании ряда редких элементов (Hf, U и других). Поэтому высказанное ранее предположение о генетической связи лейкогранитов комплекса Лагман и крупными пегматитовыми месторождениями лития, широко представленными в провинции Нуристан, на северо-востоке Афганистана, подтверждается новыми данными по геохимии циркона.

Ключевые слова: циркон, геохимия редких элементов, геохимия редкоземельных элементов, лейкограниты, комплекс Лагман, Нуристан.

Цитирование: Левашова, Е. В., С. Г. Скублов, Н. Хамдард, М. А. Иванов, и В. С. Стативко Геохимия циркона из пегматитоносных лейкогранитов комплекса Лагман, провинция Нуристан, Афганистан // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES2011. — DOI: 10.2205/2024es000916 — EDN: PRIEFZ

Введение

Глобальная проблема возросших потребностей промышленности в литиевом сырье в настоящее время широко известна. На фоне неминуемого истощения запасов активно разрабатываемых гидроминеральных литиеносных рап озер и рассолов подземных вод, значимость таких рудных объектов, как литиевые (сподуменовые) пегматиты, только возрастает. Афганистан обладает крупными пегматитовыми месторождениями лития, пространственно и генетически связанными с лейкогранитами третьей фазы комплекса Лагман мел-палеогенового возраста [Rossovsky, 1986]. Редкометалльные пегматиты LCT-типа (специализированные на Li, Cs и Ta), к которым относятся сподуменовые пегматиты, широко представлены в северо-восточной части страны, в основном, в провинции Нуристан. Существенный вклад в их открытие и последующее исследование внесли советские геологи в 70-е годы XX века. Однако комплексного минералого-геохимического исследования этих рудных объектов не проводилось, также

<https://elibrary.ru/priefz>

Получено: 3 мая 2024 г.

Принято: 13 июня 2024 г.

Опубликовано: 20 июня 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

практически неизученными остаются и лейкограниты комплекса Лагман, рассматриваемые как материнские для пегматитовых месторождений.

В настоящей статье представлены результаты впервые проведенного исследования геохимии циркона из лейкогранитов комплекса Лагман, пегматитоносная провинция Нуристан, Афганистан. Циркон является минералом-концентратором ряда индикаторных высокочarged элементов (таких как Hf, U, Th), уровень содержания которых позволяет оценить степень фракционной кристаллизации гранитного расплава, как правило, заканчивающейся образованием пегматитов [Yang et al., 2013]. Состав циркона также является одним из самых надежных инструментов для оценки потенциальной рудоносности гранитов.

Геологическое строение района и характеристика образцов

К комплексу Лагман отнесены образования трех самостоятельных интрузивных фаз, образующих достаточно крупные массивы гранитоидов [Rossovskiy and Chmyrev, 1977]. Первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми гранодиоритами, вторая фаза – крупнозернистыми порфировидными гранитами, третья – среднезернистыми мусковитовыми (реже двуслюдяными), часто с турмалином, гранитами. Обычно массивы приурочены к контактам нуристанской и кашмундской серий и имеют резко вытянутую форму, параллельную вышеуказанным контактам.

Пробы светло-серых среднезернистых лейкогранитов третьей фазы комплекса Лагман были отобраны Н. Хамдардом в 2023 г. при проведении полевых работ в пегматитоносной провинции Нуристан на месторождении сподуменовых пегматитов Пашки. Проба 18 (35°18'49" с.ш., 70°54'48" в.д.) была отобрана из лейкогранитов (штокообразные тела во вмещающих биотитовых, ставролит-биотитовых и амфиболовых сланцах), расположенных вблизи месторождения; проба 19 (35°13'01" с.ш., 70°52'32" в.д.) – из обнажений, вскрытых при строительстве Нуристанского шоссе и расположенных примерно в 12 км от города Парун, столицы провинции Нуристан. Минеральный состав: калиево-натриевый полевой шпат (30–40%), кварц (25–30%), плагиоклаз (олигоклаз An 25–27, около 30%), мусковит (5–10%). Акцессорными минералами являются апатит, циркон, титанит, изредка гранат (рис. 1). Вторичные изменения выражены в пелитизации и развитии цоизита по плагиоклазам. Визуально и петрографически существенные различия между пробами не наблюдаются.

Методы исследования

Циркон из проб лейкогранитов 18 и 19 был выделен в минералогической лаборатории ИГГД РАН с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Зерна циркона были помещены в препарат (шайбу) горизонтально по плоскости удлинения и сошлифованы примерно на половину толщины с последующей полировкой. Выбор точек на анализ произведен по оптическим изображениям в отраженном свете.

Предварительно внутреннее строение циркона исследовалось методом SEM-EDS в обратно-отраженных электронах (BSE) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200 (ИГГД РАН). Режим композиционного контраста является весьма информативным при исследовании гетерогенности внутреннего строения минералов [например, Гульбин и др., 2023; Skublov et al., 2023].

Содержание редкоземельных элементов (REE) и редких элементов в цирконе определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) в трех циклах измерений по стандартной методике [Федотова и др., 2008; Levashova et al., 2024]. Точность определения составляет 10–15 % для элементов с концентрацией >1 мкг/г и 10–20 % для элементов с концентрацией 0,1–1 мкг/г, предел обнаружения составляет 5–10 ppb. Размер кратера составляет примерно 20 мкм. При построении спектров распределения REE состав циркона нормирован к составу хондрита CI [McDonough and Sun, 1995]. Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью термометра Ti-в-цирконе [Watson et al., 2006].

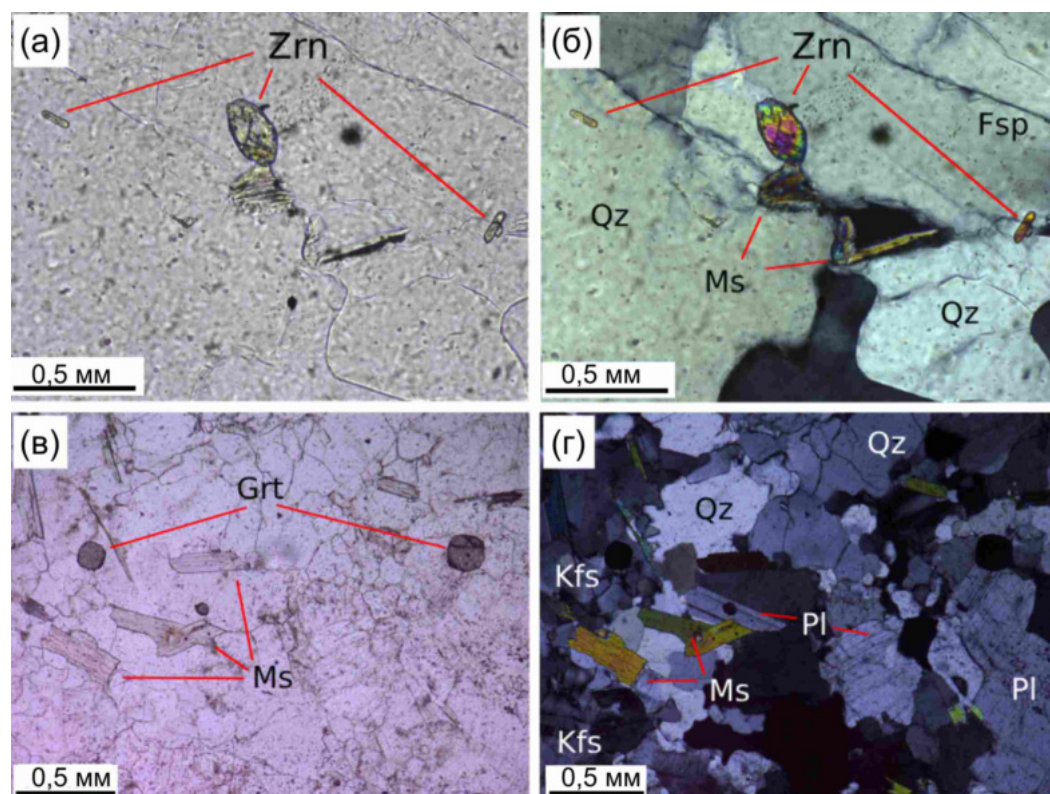


Рис. 1. Фотографии шлифов лейкогранитов комплекса Лагман (а, б – проба 18; в, г – проба 19; а, в – без анализатора; б, г – с анализатором). Используются стандартные обозначения минералов.

Результаты

Циркон из обеих проб представлен удлиненными кристаллами призматической формы с хорошо выраженными гранями дипирамиды на вершинах зерен (рис. 2). Размер зерен по удлинению составляет, как правило, 200–250 мкм (коэффициент удлинения 1:2,5–3). По данным SEM-EDS наблюдается зональность: краевые зоны содержат большее, по сравнению с центром зерен, количество U и Hf. Установлено, что этими элементами обогащены тонкие светлые полосы на краю зерен, формирующие в BSE-изображении осцилляционную зональность. Микровключения в цирконе представлены ксенотимом. Всего было проанализировано по 5 зерен в каждой пробе, по 2 точки в зерно (точка с нечетным номером относится приблизительно к – центру зерна, с последующим четным номером находится в том же зерне, в области вершины дипирамиды, рис. 3).

Редкоземельные элементы. В пробе 18 в трех зернах спектры распределения REE имеют схожую конфигурацию в центральной и краевой зонах, характерную для циркона магматического генезиса с дифференцированным характером распределения с ростом от легких к тяжелым REE, при этом в краевой зоне степень фракционирования (Lu_N/La_N отношение) несколько ниже, по сравнению с центральной. В точках 5 и 6 (рис. 3а) проявлены положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии. В зернах с точками 1–2, 3–4 Ce-аномалия практически отсутствует (рис. 3б), что нетипично для магматического циркона. При этом в точках 1 и 2 спектры распределения в области легких REE имеют нетипичный для циркона наклон с падением нормированного на хондрит содержания от La к Nd (рис. 3б). В зерне с точками 7 и 8 спектры распределения REE различаются – в центральной части зерна присутствует положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 21,1$), в краевой Ce-аномалия отсутствует при близком со-

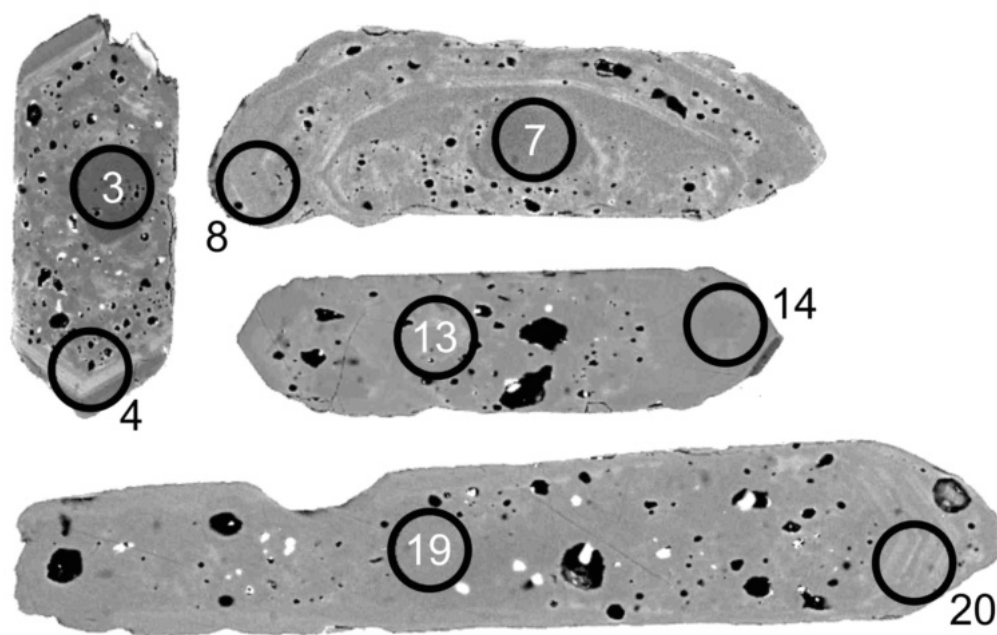


Рис. 2. BSE-изображения циркона из лейкогранитов комплекса Лагман с положением аналитических точек ионного зонда (диаметр кратеров составляет примерно 20 мкм).

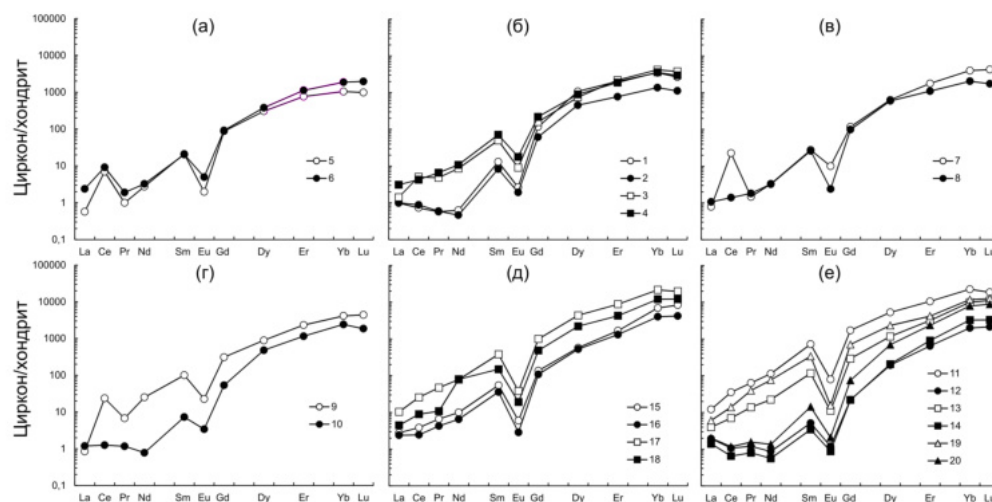


Рис. 3. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, для циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (а–г – проба 18; д, е – проба 19).

держании других легких REE (рис. 3в). Из наблюдаемых отличий для краевой зоны следует отметить более глубокую отрицательную Eu-аномалию, вызванную пониженным содержанием Eu, и меньший уровень содержания тяжелых REE в ряду Er–Lu (1033 и 550 мкг/г, соответственно). В зерне с точками 9 и 10 распределение REE самое контрастное (рис. 3г). В краевой части содержание REE значительно ниже, чем в центральной (753 и 1470 мкг/г, соответственно). Также изменен характер спектра для краевой части, по сравнению с центральной, – исчезает положительная Ce-аномалия, спектр в области легких REE становится субгоризонтальным.

В пробе 19 Ce-аномалия у циркона отсутствует во всех проанализированных точках. В двух зернах (точки 15–16, 17–18) спектры распределения REE для центральной и краевой зон совпадают или подобны (рис. 3д). В трех зернах (точки 11–12, 13–14, 19–20) краевые зоны циркона отличаются пониженным содержанием всего спектра

REE и выположенным характером распределения в области легких REE (рис. 3е). Sm_N/La_N отношение при этом уменьшается от 29–59 до 2,5–7,2, соответственно.

Редкие элементы. Циркон из пробы 18 отличается варьирующим содержанием Hf. Минимальное содержание Hf (11 190–15 892 мкг/г) зафиксировано в трех точках – 9, 5 и 6, в которых проявлена положительная Ce-аномалия. Максимальное содержание Hf (в среднем 33 674 мкг/г, точки 1 и 2) установлено для зерна с отсутствием Ce-аномалии и «обратным» наклоном спектров в области легких REE. В двух зернах отмечено значительное (примерно в два раза) увеличение содержания Hf от центральной к краевой зоне (точки 3–4, 9–10).

С ростом Hf коррелируется рост содержания Li. Так, в паре точек 9 и 10 при переходе от центральной к краевой зоне циркона рост содержания Hf от 11 190 до 23 949 мкг/г сопровождается увеличением содержания Li в десять раз (от 1,06 до 10,7 мкг/г).

Кроме того, в цирконе, с резким увеличением содержания Hf к краевой части зерен, растет содержание Ca (примерно в три раза, с 57–79 мкг/г до 158–220 мкг/г) и U (в 4–5 раз, с 1389–2853 мкг/г до 7374–10703 мкг/г).

Содержание Th (составляющее в среднем 96 мкг/г), напротив, имеет тенденцию к снижению в краевых зонах циркона. Особенно это заметно для зерен, где центральная часть имеет положительную Ce-аномалию. Для пары точек 7 и 8 содержание Th уменьшается с 204 до 12,5 мкг/г, для точек 9 и 10 – с 242 до 16,4 мкг/г. Th/U отношение в целом невысокое – для точек с минимальным содержанием Hf и положительной Ce-аномалией (точки 5, 6, 9) оно составляет 0,17–0,33, для остальных – не превышает 0,04. При этом, для краевых зон, обогащенных Hf, Th/U отношение не превышает 0,01. В этих же точках, с положительной Ce-аномалией, зафиксировано наибольшее содержание Ti – 12,7–22,4 мкг/г, которое соответствует температуре кристаллизации циркона около 800 °С. В остальных точках содержание Ti варьирует незначительно и составляет в среднем 5,7 мкг/г, что отвечает около 700 °С.

Содержание Y в цирконе из пробы 18 варьирует от 822 до 3453 мкг/г, положительно коррелируя с уровнем содержания тяжелых REE. Содержание P варьирует от 258 до 980 мкг/г (в среднем 597 мкг/г) и положительно коррелируется как с тяжелыми REE, так и с Y.

Циркон из пробы 19 в целом характеризуется более высоким содержанием Hf – от 17 573 до 29 926 мкг/г, в среднем 24 210 мкг/г. В двух зернах содержание Hf практически неизменно в центральной и краевой зонах, в трех зернах (точки 13–14, 17–18, 19–20) содержание Hf повышается к краю до максимальных значений.

В точках 18 и 20 также повышается (до 15–20 мкг/г) содержание Li, по сравнению с центральной зоной. В целом, содержание Li в цирконе из пробы 19 относительно высокое и составляет в среднем 11,9 мкг/г. Содержание Ca находится на высоком уровне – в среднем 157 мкг/г, в ряде случаев уменьшаясь к краю зерен в 3–5 раз, до 40–60 мкг/г.

Содержание U в цирконе из пробы 19 либо уменьшается к краю зерен (точки 11–12, 13–14, 15–16) в 2–3 раза, вплоть до 2620 мкг/г, либо увеличивается (точки 17–18, 19–20) примерно в 2 раза, максимально достигая 13 865 мкг/г. Средний уровень содержания U в цирконе из пробы 19 сопоставим с пробой 18 (6622 и 5629 мкг/г, соответственно). Понижение к краю зерен содержания Th является общей тенденцией. Для некоторых зерен оно существенное (точки 11 и 12) – 102 и 3,69 мкг/г, для других (точки 19 и 20) менее заметное – 34,6 и 17,5 мкг/г, соответственно. В целом, содержание Th в цирконе из пробы 19 заметно ниже, чем в пробе 18, и составляет в среднем 29 мкг/г. Во всех проанализированных точках величина Th/U отношения крайне низкая – от 0,001 до 0,013.

Содержание Ti в цирконе из пробы 19 варьирует от 2,6 до 9,2 мкг/г (в среднем 4,3 мкг/г), что соответствует температуре кристаллизации циркона около 670 °С.

Содержание Y повторяет поведение тяжелых REE в краевых зонах (точки 12, 14, 20), отличающихся пониженным уровнем тяжелых REE, содержание Y падает в 3–4 раза и более, до 649 мкг/г в точке 12. Максимальное содержание Y установлено в центральной точке 11 (14214 мкг/г), в которой содержание тяжелых REE также наибольшее – 7407 мкг/г. Содержание P коррелируется с содержанием Y и тяжелых REE, уровень его содержания выше, чем в цирконе из пробы 18, а диапазон составляет порядок – от 472 до 4304 мкг/г (в среднем 1748 мкг/г).

Обсуждение результатов

Поскольку циркон является основным минералом-концентратором Hf в земной коре, с одной стороны, кристаллизация циркона контролирует содержание Hf в магматическом расплаве, с другой стороны, содержание Hf в цирконе позволяет судить об уровне содержания этого элемента в расплаве и характере фракционирования расплава. По мере фракционирования гранитного расплава и кристаллизации циркона концентрации как Zr, так и Hf в расплаве будут уменьшаться. Однако при росте циркона преимущественно «расходуется» Zr, а не Hf, что приводит к уменьшению Zr/Hf отношения в сосуществующем с цирконом расплаве. Этот процесс приводит к увеличению содержания Hf в новообразованном цирконе и даже в пределах одного кристалла (в краевых зонах), что отвечает увеличению степени фракционирования гранитного расплава [Claiborne et al., 2010].

В цирконе из типичных, умеренно фракционированных гранитоидов содержание HfO₂ составляет в среднем около 1,43 мас.% [Wang et al., 2010], в то же время в гранитах, образованных из сильно фракционированных расплавов, и в гранитных пегматитах с редкометалльной минерализацией описан циркон, обогащенный гафнием (до 25 мас.%), что приближает его состав к гафнону. Гафнон, (Hf,Zr)SiO₄, крайне редкий минерал, был обнаружен только в нескольких проявлениях в мире.

С целью оценки степени фракционирования материнского расплава и потенциальной связи с ЛСТ-пегматитами месторождения Пашки редкоэлементный состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (20 анализов) был сопоставлен (рис. 4) с аналогичными данными для циркона из турмалин-мусковитовых гранитов архейского пегматитового пояса Колмозеро-Воронья, рассматриваемых как материнские

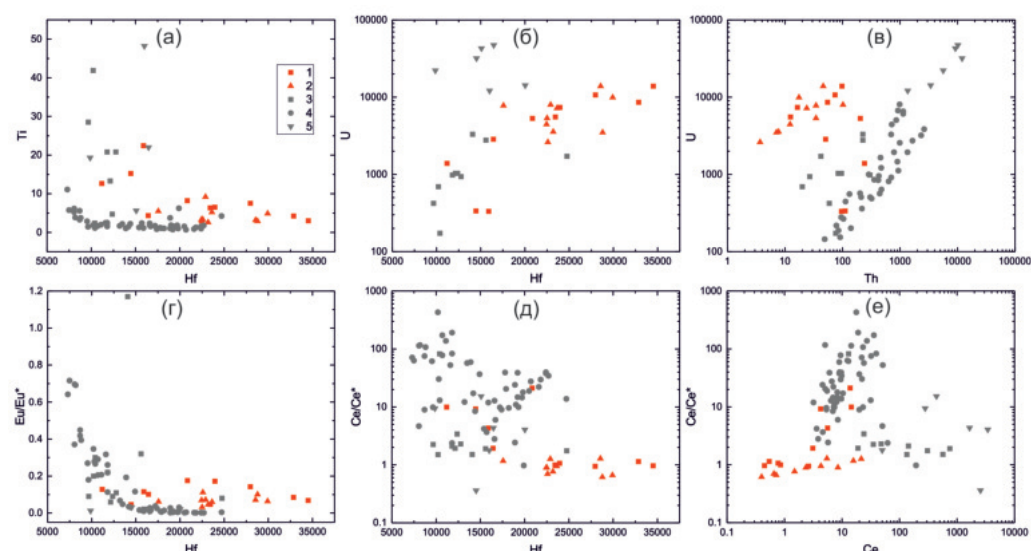


Рис. 4. Соотношение содержания редких элементов (мкг/г) для циркона из лейкогранитов комплекса Лагман и гранитов других регионов: 1 и 2 – лейкограниты комплекса Лагман (1 – проба 18; 2 – проба 19); 3 – турмалин-мусковитовые граниты пегматитового пояса Колмозеро-Воронья, Кольский п-ов [Kudryashov et al., 2020]; 4 – лейкограниты батолита Гангдэзе, Тибет [Xia et al., 2021]; 5 – лейкограниты Тургинского массива, Восточное Забайкалье [Hoskin, 2005].

для редкометалльных LCT-пегматитов, расположенных в пределах пояса (10 анализов, [Kudryashov et al., 2020]), циркона из лейкогранитов заключительной фазы батолита Гангдэзе, расположенного на юге Лхасского террейна в Тибете (54 анализа, [12]), циркона из редкометалльных лейкогранитов Тургинского массива, Восточное Забайкалье (6 анализов, [Ivanova et al., 2019]).

Как было отмечено выше, индикатором степени фракционирования расплава является содержание Hf в цирконе, поэтому наиболее информативным будет сопоставление данных по содержанию этого элемента с другими несовместимыми элементами. Так, на диаграмме соотношения содержания Hf и Ti (рис. 4а) циркон из лейкогранитов комплекса Лагман отличается, по сравнению с другими объектами, повышенным содержанием Hf (в среднем 23 180 мкг/г) и пониженным – Ti (в основном, не более 10 мкг/г). У циркона из лейкогранитов батолита Гангдэзе содержание Hf существенно ниже (в среднем 15 090 мкг/г, не более 24 700 мкг/г), содержание Ti тоже ниже (в среднем 2,4 мкг/г). В цирконе из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья содержание Hf также ниже – (в среднем 13 370 мкг/г), содержание Ti, напротив, выше (в среднем 18,9 мкг/г). В цирконе из редкометалльных гранитов Забайкалья содержание Hf в среднем составляет 15 330 мкг/г, содержание Ti варьирует в широких пределах (от 5 до 48 мкг/г). В целом, для всех объектов, за исключением гранитов Забайкалья, наблюдается отрицательная корреляция содержания в цирконе Hf и Ti, что указывает на закономерное понижение температуры в процессе фракционирования гранитного расплава.

Циркон из лейкогранитов комплекса Лагман, как и циркон из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья, демонстрирует положительную корреляцию содержания Hf и U (рис. 4б). При этом содержание U в цирконе из турмалин-мусковитовых гранитов ниже (в среднем 1300 мкг/г), чем в цирконе из лейкогранитов комплекса Лагман (в среднем 6130 мкг/г). Циркон из гранитов Забайкалья отличается повышенным содержанием U (в среднем 28 370 мкг/г), не коррелирующим с содержанием Hf. Наблюдаемая закономерность для гранитов, связанных с LCT-пегматитами, указывает на общий тренд обогащения циркона ураном при фракционировании расплава.

По соотношению Th и U (рис. 4в) циркон из всех сравниваемых объектов демонстрирует положительную корреляцию между этими элементами. При этом циркон из лейкогранитов комплекса Лагман отличается умеренным содержанием Th (в среднем 62 мкг/г) и занимает обособленную область со значением Th/U отношения около 0,05. Циркон из лейкогранитов батолита Гангдэзе и гранитов Забайкалья образует единый тренд с Th/U отношением около 0,25–0,50. Циркон из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья занимает промежуточное положение (Th/U отношение около 0,15).

Величина отрицательной Eu-аномалии для циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (Eu/Eu^* составляет в среднем 0,09) в целом сопоставима со значением аномалии для циркона из других объектов (рис. 4г). Сравнимый циркон образует единый тренд с увеличением амплитуды отрицательной Eu-аномалии по мере фракционирования расплава, что также отражается на увеличении содержания Hf.

Величина положительной Ce-аномалии, с одной стороны, является индикаторным признаком циркона магматического происхождения (при этом отношение Ce/Ce^* , как правило, превышает 10 и содержание Ce положительно коррелирует с Ce/Ce^*), с другой стороны, уменьшение отношения Ce/Ce^* , вплоть до исчезновения аномалии, характерно для циркона т.н. гидротермально-метасоматического типа [Hoskin, 2005]. В последнем случае отличительной особенностью циркона является повышенное содержание легких REE, привнесенных флюидами и/или гидротермальными растворами, при этом наблюдается редуцирование положительной Ce-аномалии. Такое изменение состава циркона возможно как при метасоматических процессах, так и на позднемагматических этапах, когда магматический циркон взаимодействует с флюидонасыщенным остаточным расплавом. На диаграмме соотношения содержания Ce и амплитуды Ce-аномалии (отношение Ce/Ce^* , рис. 4д) циркон из лейкогранитов батолита Гангдэзе

демонстрирует высокие значения величины аномалии, характерные для магматического циркона, не зависящие от уровня содержания Се. Циркон из редкометалльных гранитов Забайкалья отличается повышенным содержанием Се и низкой величиной Ce/Ce^* , что характерно для циркона гидротермально-метасоматического типа. Циркон из пробы 19 лейкогранитов комплекса Лагман и турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья образуют единый тренд, указывающий на отсутствие аномалии при любом уровне содержания Се. Если для циркона из гранитов пояса Колмозеро-Воронья такое соотношение возможно объяснить влиянием флюида, привносящего легкие REE, то состав циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (проба 19) является нетипичным. Циркон из пробы 18 имеет иной характер соотношения Се и Ce/Ce^* – при низком уровне содержания Се аномалия отсутствует (как и в пробе 19), при более высоком содержании Се величина аномалии растет, как и в цирконе из лейкогранитов батолита Гангдэзе. Только циркон из лейкогранитов комплекса Лагман демонстрирует отсутствие положительной Се-аномалии при относительно низком содержании Се (в среднем 5 мкг/г).

Как предполагалось ранее (обзор в [Loader et al., 2022]), величина положительной Се-аномалии для магматического циркона зависит прежде всего от степени окисления материнского расплава, из которого кристаллизуется циркон – при более окислительных обстановках увеличивается отношение $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$, что облегчает вхождение Ce^{4+} с меньшим ионным радиусом, по сравнению с Ce^{3+} , в структуру циркона. Однако недавние исследования показали, что на величину Се-аномалии в цирконе может оказывать влияние совместная кристаллизация с титанитом (в меньшей степени, с амфиболом и апатитом), при этом степень окисления магматического расплава может и не изменяться [Loader et al., 2022]. Титанит, установленный петрографическим способом в обеих пробах лейкогранитов комплекса Лагман, является минералом-концентратором не только легких REE, но также содержит существенное количество тяжелых REE. Это согласуется с тем, что краевые зоны циркона из лейкогранитов комплекса Лагман обеднены не только легкими REE, но всем спектром REE (рис. 4г, е). Поэтому причину отсутствия Се-аномалии в цирконе следует связывать с совместной кристаллизацией с титанитом, а не с воздействием флюидов на позднемагматической стадии, при котором аномалия тоже исчезает, но резко увеличивается уровень содержания легких REE при выполаживании их спектра. Апатит, который также был отмечен в лейкогранитах комплекса Лагман, если и влиял на фракционирование Се, то менее значительно, чем титанит, поскольку в ряде зерен содержание фосфора не меняется к краю, а в некоторых случаях даже увеличивается (точки 9 и 10).

Дополнительным аргументом в пользу того, что при эволюции гранитного расплава вряд ли происходила смена условий кристаллизации на более восстановительные (в результате чего тоже может уменьшаться положительная Се-аномалия в цирконе) выступает тот факт, что в краевой зоне циркона амплитуда отрицательной Eu-аномалии, по сравнению с центральной частью, либо не изменяется, либо уменьшается, что, напротив, говорит о постоянной или возрастающей фугитивности кислорода, необходимой для окисления Eu^{2+} до Eu^{3+} .

Наиболее часто используемой для оценки генетического типа циркона (магматический или гидротермально-метасоматический), а также оценки эволюции его состава, является дискриминационная диаграмма по соотношению содержания La и $\text{Sm}_\text{N}/\text{La}_\text{N}$ отношения (соотношение уровня легких REE на примере La и степени их фракционирования), предложенная [Hoskin, 2005] и позднее дополненная полем «пористого» циркона (испытывшего флюидное воздействие, но различного по генезису). На поздних стадиях фракционирования гранитного расплава фигуративные точки циркона могут образовывать тренд, направленный из магматического поля в гидротермальное [Скублов и др., 2024].

На данной диаграмме циркон из лейкогранитов батолита Гангдэзе, имеющий минимальное содержание La и максимальную степень дифференциации легких REE, преимущественно попадает в верхнюю часть поля магматического циркона (рис. 5).

Циркон из турмалин-мусковитовых гранитов пояса Колмозеро-Воронья и редкометалльных гранитов Забайкалья находится в области «пористого» и гидротермального циркона благодаря высокому уровню содержания REE и пологому характеру их спектров. Циркон из лейкогранитов комплекса Лагман находится в нижней части поля магматического циркона и даже выходит за его границы. Примечательно, что точки для каждой пробы лейкогранитов образуют индивидуальные тренды, направленность которых не согласуется с общей тенденцией изменения состава циркона в процессе фракционирования расплава (по диагонали графика из магматического поля в гидротермальное). Особенно отличается циркон из пробы 19 – уменьшение содержания La приводит к выполаживанию спектра легких REE. Такая закономерность является крайне нетипичной для магматического циркона, что подтверждает практически «перпендикулярное» к циркону из комплекса Лагман положение тренда уменьшения степени фракционирования легких REE с ростом их содержания для циркона из лейкогранитов батолита Гангдэзе.

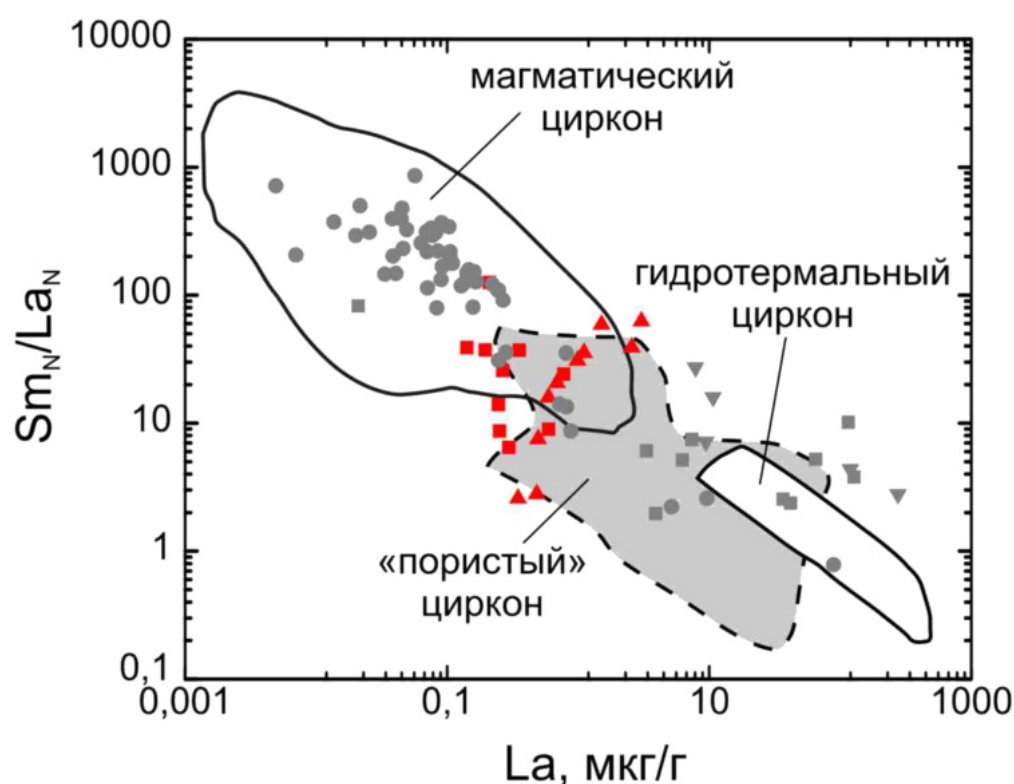


Рис. 5. Дискриминационная диаграмма а – Sm_N/La_N для определения генезиса циркона. Поля составов приведены по [Hoskin, 2005] с дополнениями. Условные обозначения соответствуют рис. 4.

Заключение

В результате проведенного исследования установлено, что циркон из лейкогранитов комплекса Лагман, расположенного в пегматитоносной провинции Нуристан (Афганистан), характеризуется повышенным содержанием Hf (до 34500 мкг/г), имеющим тенденцию увеличиваться к краю зерен. С ростом Hf коррелируется рост содержания Li. Кроме того, в цирконе с увеличением содержания Hf к краевой зоне растет содержание Ca (примерно в 3 раза) и U (в 4–5 раз, до 13850 мкг/г). Содержание Th, напротив, имеет тенденцию к снижению в краевых зонах. Th/U отношение в целом низкое (в среднем 0,05). Содержание Ti варьирует незначительно и отвечает температуре кристаллизации циркона около 700 °C. Содержание P коррелирует с содержанием Y и тяжелых REE,

диапазон его содержания укладывается в интервал от 250 до 4300 мкг/г. Необычным является характер распределения REE (рис. 2). В большинстве зерен из пробы 18 положительная Ce-аномалия отсутствует, что нетипично для магматического циркона. Также изменен характер спектра для краевой части, по сравнению с центральной, — исчезает положительная Ce-аномалия, спектр в области легких REE становится субгоризонтальным. В пробе 19 Ce-аномалия отсутствует во всех проанализированных точках циркона. В четырех зернах краевые зоны отличаются пониженным содержанием всего спектра REE (легкие REE — более чем на порядок, тяжелые REE — в разы) и «плоским» характером распределения в области легких REE. Sm_N/La_N отношение при этом уменьшается от 30–60 до 3–7. Причиной такого распределения REE и отсутствия Ce-аномалии выступает, вероятно, совместная кристаллизация циркона с титанитом, концентрирующим REE и влияющим на фракционирование легких REE. Фактор изменения степени окисления гранитного расплава оценить сложно, возможно, он не проявился.

Сравнение редкоэлементного состава циркона из лейкогранитов комплекса Лагман с цирконом из других лейкогранитов, в том числе, считающихся материнскими для продуктивных ЛСТ-пегматитов, показало высокую степень фракционирования лейкогранитов комплекса Лагман, проявленную в высоком содержании ряда редких элементов (Hf, U и других). Поэтому высказанное ранее предположение о генетической связи лейкогранитов комплекса Лагман и крупными пегматитовыми месторождениями лития, широко представленными в провинции Нуристан, в северо-восточной части Афганистана, подтверждается новыми данными по геохимии циркона.

Благодарности. Авторы благодарят О. Л. Галанкину (ИГГД РАН), С. Г. Симакина и Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за помощь в аналитических исследованиях циркона. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГД РАН (FMUW-2022-0005).

Список литературы

- Гульбин Ю. Л., Акбарпуран Хайяти С. А., Сироткин А. Н. Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Нью-Фрисланда, Шпицберген // Записки Горного института. — 2023. — Т. 263. — С. 657–673. — EDN: XGNKDDQ.
- Скублов С. Г., Левашова Е. В., Мамыкина М. Е. и др. Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // Записки Горного института. — 2024. — EDN: RGKCIJ.
- Федотова А. А., Бибикова Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. — 2008. — Т. 46, № 9. — С. 912–927. — EDN: JRFNRX.
- Claiborne L. L., Miller C. F., Wooden J. L. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 2010. — Vol. 160, no. 4. — P. 511–531. — DOI: [10.1007/s00410-010-0491-5](https://doi.org/10.1007/s00410-010-0491-5).
- Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2005. — Vol. 69, no. 3. — P. 637–648. — DOI: [10.1016/j.gca.2004.07.006](https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006).
- Ivanova A. A., Syritso L. F., Badanina E. V., *et al.* Zircon from the Turga Multiphase Massif with Amazonite Granites (Eastern Transbaikalia) and Its Petrogenetic Significance // Geology of Ore Deposits. — 2019. — Vol. 61, no. 8. — P. 707–721. — DOI: [10.1134/S1075701519080051](https://doi.org/10.1134/S1075701519080051).
- Kudryashov N. M., Udoratina O. V., Coble M. A., *et al.* Geochronological and Geochemical Study of Zircon from Tourmaline-Muscovite Granites of the Archaean Kolmozero-Voronya Greenstone Belt: Insights into Sources of the Rare-Metal Pegmatites // Minerals. — 2020. — Vol. 10, no. 9. — P. 760. — DOI: [10.3390/min10090760](https://doi.org/10.3390/min10090760).
- Levashova E., Skublov S., Hamdard N., *et al.* Trace element composition (ppm) of zircon from leucogranites of the Laghman complex. — Moscow : ESDB repository, GCRAS, 2024. — DOI: [10.2205/2024es000916-data](https://doi.org/10.2205/2024es000916-data).
- Loader M. A., Nathwani C. L., Wilkinson J. J., *et al.* Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2022. — Vol. 328. — P. 242–257. — DOI: [10.1016/j.gca.2022.03.024](https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.03.024).

- McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. — 1995. — Vol. 120, no. 3/4. — P. 223–253. — DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Rossovskiy L. N., Chmyrev V. M. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan) // *International Geology Review*. — 1977. — Vol. 19, no. 5. — P. 511–520. — DOI: [10.1080/00206817709471047](https://doi.org/10.1080/00206817709471047).
- Rossovsky L. N. Rare metallic pegmatite belts of the Hindukush, Eastern Afghanistan // *Geotectonic evolution and metallogeny of the Mediterranean area and Western Asia*. — Vienna : Springer, 1986. — P. 53–58.
- Skublov S. G., Petrov D. A., Galankina O. L., *et al.* Th-Rich Zircon from a Pegmatite Vein Hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif // *Geosciences*. — 2023. — Vol. 13, no. 12. — P. 362. — DOI: [10.3390/geosciences13120362](https://doi.org/10.3390/geosciences13120362).
- Wang X., Griffin W. L., Chen J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons // *Geochemical Journal*. — 2010. — Vol. 44, no. 1. — P. 65–72. — DOI: [10.2343/geochemj.1.0043](https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043).
- Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2006. — Vol. 151, no. 4. — P. 413–433. — DOI: [10.1007/s00410-006-0068-5](https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5).
- Xia X.-P., Meng J., Ma L., *et al.* Tracing magma water evolution by H₂O-in-zircon: A case study in the Gangdese batholith in Tibet // *Lithos*. — 2021. — Vol. 404/405. — P. 106445. — DOI: [10.1016/j.lithos.2021.106445](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106445).
- Yang W.-B., Niu H.-C., Shan Q., *et al.* Geochemistry of magmatic and hydrothermal zircon from the highly evolved Baerzhe alkaline granite: implications for Zr-REE-Nb mineralization // *Mineralium Deposita*. — 2013. — Vol. 49, no. 4. — P. 451–470. — DOI: [10.1007/s00126-013-0504-1](https://doi.org/10.1007/s00126-013-0504-1).

GEOCHEMISTRY OF ZIRCON FROM PEGMATITE-BEARING LEUCOGRANITES OF THE LAGHMAN COMPLEX, NURISTAN PROVINCE, AFGHANISTAN

E. V. Levashova¹, S. G. Skublov^{*,1,2}, N. Hamdard², M. A. Ivanov², and V. S. Stativko^{1,2}

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

²Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

****Correspondence to:** Sergey Skublov, skublov@yandex.ru

For the first time, a study was carried out on the geochemistry of zircon (SIMS method, 2 samples, 20 points) from leucogranites of the Laghman complex, located in the pegmatite-bearing (LCT-type) province of Nuristan (Afghanistan). Zircon is characterized by a high Hf content (up to 34500 ppm), which tends to increase towards the edges of the grains. An increase in the content of Li, Ca, and U is correlated with an increase in Hf. The content of Ti varies slightly and corresponds to the crystallization temperature of zircon about 700 °C. The pattern of REE distribution is unusual. In most grains there is no positive Ce-anomaly, which is not typical for igneous zircon. For a number of grains, the marginal zones are distinguished by a reduced content of REE and a flat distribution pattern of light REE. The reason for this distribution of REE and the absence of Ce-anomaly is probably the joint crystallization of zircon with titanite, which concentrates REE and affects the fractionation of light REE. A comparison of the studied zircon with zircon from other leucogranites, including those considered as parental for LCT pegmatites, showed a high degree of fractionation of the melt of leucogranites of the Laghman complex, manifested in a high content of a number of trace elements (Hf, U and others). Therefore, the previously stated assumption about the genetic connection of leucogranites of the Laghman complex and large pegmatite lithium deposits, widely represented in the Nuristan province, in northeastern Afghanistan, is confirmed by new data on zircon geochemistry.

Keywords: zircon, geochemistry of trace elements, geochemistry of rare earth elements, leucogranites, Laghman complex, Nuristan.

Citation: Levashova, E. V., S. G. Skublov, N. Hamdard, M. A. Ivanov, and V. S. Stativko (2024), Geochemistry of Zircon from Pegmatite-bearing Leucogranites of the Laghman Complex, Nuristan Province, Afghanistan, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2011, <https://doi.org/10.2205/2024ES000916> EDN: Priefz

Received: 3 May 2024

Accepted: 13 June 2024

Published: 20 June 2024



© 2024. The Authors.

References

- Claiborne L. L., Miller C. F., Wooden J. L. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2010. — Vol. 160, no. 4. — P. 511–531. — DOI: [10.1007/s00410-010-0491-5](https://doi.org/10.1007/s00410-010-0491-5).
- Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies // *Geochemistry International*. — 2008. — Vol. 46, no. 9. — P. 912–927. — DOI: [10.1134/S001670290809005X](https://doi.org/10.1134/S001670290809005X). — EDN: JRFNRX.
- Gulbin, Yu. L., Akbarpuran Khaiyati S. A., Sirotkin A. N. Mineral composition and thermobarometry of metamorphic rocks of western Ny Friesland, Svalbard // *Journal of Mining Institute*. — 2023. — Vol. 263. — P. 657–673. — EDN: XGNKDQ.

- Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2005. — Vol. 69, no. 3. — P. 637–648. — DOI: [10.1016/j.gca.2004.07.006](https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006).
- Ivanova A. A., Syritso L. F., Badanina E. V., *et al.* Zircon from the Turga Multiphase Massif with Amazonite Granites (Eastern Transbaikalia) and Its Petrogenetic Significance // *Geology of Ore Deposits*. — 2019. — Vol. 61, no. 8. — P. 707–721. — DOI: [10.1134/S1075701519080051](https://doi.org/10.1134/S1075701519080051).
- Kudryashov N. M., Udoratina O. V., Coble M. A., *et al.* Geochronological and Geochemical Study of Zircon from Tourmaline-Muscovite Granites of the Archaean Kolmozero-Voronya Greenstone Belt: Insights into Sources of the Rare-Metal Pegmatites // *Minerals*. — 2020. — Vol. 10, no. 9. — P. 760. — DOI: [10.3390/min10090760](https://doi.org/10.3390/min10090760).
- Levashova E., Skublov S., Hamdard N., *et al.* Trace element composition (ppm) of zircon from leucogranites of the Laghman complex. — ESDB repository, GCRAS, 2024. — DOI: [10.2205/2024es000916-data](https://doi.org/10.2205/2024es000916-data).
- Loader M. A., Nathwani C. L., Wilkinson J. J., *et al.* Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2022. — Vol. 328. — P. 242–257. — DOI: [10.1016/j.gca.2022.03.024](https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.03.024).
- McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. — 1995. — Vol. 120, no. 3/4. — P. 223–253. — DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Rossovskiy L. N., Chmyrev V. M. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan) // *International Geology Review*. — 1977. — Vol. 19, no. 5. — P. 511–520. — DOI: [10.1080/00206817709471047](https://doi.org/10.1080/00206817709471047).
- Rossovsky L. N. Rare metallic pegmatite belts of the Hindukush, Eastern Afghanistan // *Geotectonic evolution and metallogeny of the Mediterranean area and Western Asia*. — Vienna : Springer, 1986. — P. 53–58.
- Skublov S. G., Levashova E. V., Mamykina M. E., *et al.* The polyphase Belokurikhinsky granite massif, Gorny Altai: isotope-geochemical study of zircon // *Journal of Mining Institute*. — 2024. — EDN: RGKCIJ.
- Skublov S. G., Petrov D. A., Galankina O. L., *et al.* Th-Rich Zircon from a Pegmatite Vein Hosted in the Wiborg Rapakivi Granite Massif // *Geosciences*. — 2023. — Vol. 13, no. 12. — P. 362. — DOI: [10.3390/geosciences13120362](https://doi.org/10.3390/geosciences13120362).
- Wang X., Griffin W. L., Chen J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons // *Geochemical Journal*. — 2010. — Vol. 44, no. 1. — P. 65–72. — DOI: [10.2343/geochemj.1.0043](https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043).
- Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2006. — Vol. 151, no. 4. — P. 413–433. — DOI: [10.1007/s00410-006-0068-5](https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5).
- Xia X.-P., Meng J., Ma L., *et al.* Tracing magma water evolution by H₂O-in-zircon: A case study in the Gangdese batholith in Tibet // *Lithos*. — 2021. — Vol. 404/405. — P. 106445. — DOI: [10.1016/j.lithos.2021.106445](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106445).
- Yang W.-B., Niu H.-C., Shan Q., *et al.* Geochemistry of magmatic and hydrothermal zircon from the highly evolved Baerzhe alkaline granite: implications for Zr-REE-Nb mineralization // *Mineralium Deposita*. — 2013. — Vol. 49, no. 4. — P. 451–470. — DOI: [10.1007/s00126-013-0504-1](https://doi.org/10.1007/s00126-013-0504-1).

ИЗУЧЕНИЕ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ СЕТИ О. КУНАШИР (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) С ЦЕЛЬЮ РЕКОНСТРУКЦИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Н. С. Крикун^{*1}, И. А. Абдрахманов², и И. В. Таловина¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

² ФГБУ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

* **Контакт:** Никита Сергеевич Крикун, nskrikun@gmail.com

Статья посвящена изучению дизъюнктивных структур острова Кунашир, в частности, их классификации, морфологии, кинематики, времени и причинам формирования, что имеет ключевое значение для понимания тектонической эволюции данного района. Отмечена магмоподводящая роль разломов, что способствует расширению знаний о распределении вулканических и плутонических формаций Большой Курильской гряды. Оценена рудоконтролирующая роль разрывных нарушений, что может способствовать открытию новых месторождений полезных ископаемых. Кроме того, изучение разломов важно для повышения точности прогнозирования землетрясений. Методология исследования включает интегрированный подход, сочетающий традиционные геологические наблюдения и современные дистанционные методы исследования, что позволяет детализировать карту разрывных нарушений острова Кунашир. Результаты работы подтверждают наличие трех систем дизъюнктивных структур разного порядка, отличающихся глубиной заложения, протяженностью, кинематикой, временем и причинами формирования. Исследование вносит вклад в понимание сложного геологического строения острова Кунашир и всей островной дуги и предоставляет основу для дальнейших изысканий в этой области.

Ключевые слова: Курильская островная дуга, Кунашир, линеаментный анализ, данные дистанционного зондирования Земли, сбросы, сдвиги, задуговой бассейн, Курильская котловина.

Цитирование: Крикун, Н. С., И. А. Абдрахманов, и И. В. Таловина Изучение дизъюнктивной сети о. Кунашир (Курильские острова) с целью реконструкции особенностей его тектонического развития // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES2012. — DOI: 10.2205/2024es000915 — EDN: QLROTE

Введение

Представления о дизъюнктивных структурах Курильской островной дуги (КОД) непрерывно изменяются в течение последних семидесяти лет [Королева и Смирнов, 1971; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976]. Проблематика, включающая классификацию, морфологию, географическое положение, кинематику, а также временные рамки заложения разрывных нарушений, продолжает вызывать активные обсуждения среди специалистов. Однако, понимание этих аспектов является критически важным для изучения тектонической эволюции данного района. Исследование магмоподводящей роли разломов на территории о. Кунашир позволяет расширить знания о распределении вулканических и плутонических формаций Большой Курильской гряды (БКГ) в целом с момента их образования. В дополнение, изучение рудоконтролирующей роли разрывных нарушений открывает перспективы для обнаружения месторождений различных полезных ископаемых [Beygi et al., 2023] на островах и в сопредельной акватории [Калинин и др., 2023; Bolshakova and Fedorova, 2021]. Более того, знания о механизмах тектонических подвижек и структуре разломов могут повысить точность

<https://elibrary.ru/qlrote>

Получено: 23 апреля 2024 г.

Принято: 17 июня 2024 г.

Опубликовано: 25 июня 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

прогноза землетрясений и цунами, что критически важно для безопасности населения и инфраструктуры территории.

Курило-Камчатская островодужная система является единственной активной на территории РФ. В ее современной структуре выделено три сегмента с разной историей тектонического развития и разным геодинамическим режимом: Восточно-Камчатский, Южно-Камчатский и Курильский [Авдейко и др., 2001; Avdeiko et al., 2006]. В пределах Курильского сегмента (Курильской островной дуги) выделяются вулканическая (внутренняя) и невулканическая (внешняя) дуги, представленные Большой Курильской грядой и Малой Курильской грядой, продолжением которой является подводный хребт Витязя. Остров Кунашир расположен на южной оконечности БКГ (рис. 1). Площадь острова и развитая, по сравнению с другими островами, инфраструктура делают его эталонным объектом для изучения геологии БКГ, сформировавшейся в результате субдукции Тихоокеанской плиты под Охотоморскую [Piip and Rodnikov, 2004; Schellart et al., 2003]. Вместе с этим удаленность и труднодоступность территории в совокупности с плохой оснащенностью и проходимостью делают чрезвычайно актуальным привлечение данных дистанционного зондирования (ДДЗ) для изучения особенностей ее геологического строения, а также проведение полевых маршрутов с использованием плавательных средств и беспилотных летательных аппаратов.

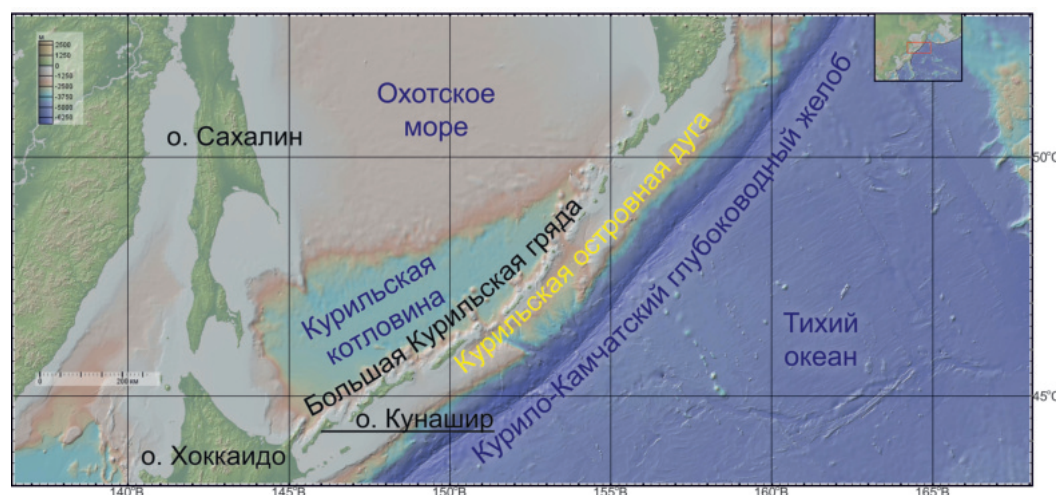


Рис. 1. Региональное положение территории исследования [<https://www.gmrt.org/>].

Структурно-геологические особенности строения о. Кунашир

Геологический разрез о. Кунашир, как и всей БКГ в целом [Piip and Rodnikov, 2004], сложен стратифицированными вулканическими, вулканогенно-обломочными, реже осадочными породами неоген-четвертичного возраста, которые прорваны комагматическими и субвулканическими, реже интрузивными и экструзивными образованиями [Krikun et al., 2024] (рис. 2).

Современные представления о дизъюнктивной сети островной суши и сопредельной акватории приведены во втором издании Государственной геологической карты по листам L-55 с клапаном (К-55-II) масштаба 1:200 000 [Государственная геологическая карта РФ, 2002]. Авторами выделяются Западный и Восточный сбросы – главные продольные разломы, разграничивающие основные элементы КОД – Большекурильское поднятие от Курильской котловины и Срединно-Курильского прогиба соответственно. Данные разрывные нарушения проявлены как системы крутопадающих сближенных параллельных сбросов, сбросо-сдвигов, имеющих северо-западное (Западный сброс) и юго-восточное (Восточный сброс) падения.

В пределах Большекурильского поднятия выявлена сложная блоковая структура: поднятые блоки формируют острова и полуострова, например, Итурупский и Кунаширский, тогда как опущенные блоки, такие как Екатерины и Немуро, образуют проливы.

Эти структуры, по мнению авторов, возникшие из-за левосторонних сдвигов, расположены кулисообразно вдоль южной границы поднятия, указывая на динамическое формирование островной дуги. Помимо этого, на островах выделены раздвиговые региональные нарушения, связанные с вулканическими структурами, которые наиболее отчетливо дешифрируются на материалах аэрофотосъемки цепочкой кратеров и экзструзий преимущественно северо-восточного направления. Отмечаются мелкие трещины, через которые происходило внедрение даек, имеющих различное простираие [Государственная геологическая карта РФ, 2002].

В записке к ГГК-200/2 авторы отмечают, что многие разломы были заложены в позднемеловое-палеогеновое время, что определило структурный план будущей островной системы. В первой половине палеогена предполагается «интенсификация тектонической активности», приведшая к формированию многочисленных нарушений, повторяющих общий структурный план территории. Средний и поздний миоцен отмечены заложением ключевых структур, таких как Курило-Камчатский желоб, Срединно-Курильский прогиб, Курильская котловина и Большекурильское поднятие, возникшее в результате активной вулканической деятельности, которая не прекращается донныне. Предполагается, что многие разломы утратили свою активность во второй половине неогена. Однако моменты возобновления движений и появления новых нарушений в четвертичном периоде фиксируются современными сейсмодислокациями, преимущественно левостороннего сбросово-сдвигового смещения [Государственная геологическая карта РФ, 2002].

Материалы и методы

Для выявления и классификации дизъюнктивных структур реализована интегрированная методика, включающая как традиционные геологические наблюдения, так и современные дистанционные методы исследования, в том числе анализ данных мультиспектральных снимков и радиолокационного зондирования, карт потенциальных полей, сейсмологических данных и др. Использование ДДЗ хорошо зарекомендовало себя в качестве основного инструмента для идентификации трещиноватых участков земной коры, не только в различных тектонически активных регионах [Агеев и Егоров, 2017; Калинин и др., 2022], но и непосредственно в пределах БКГ [Хубаева и др., 2020]. Линеаментный анализ осуществляется в полуавтоматическом режиме для фильтрации ложных структур и упрощения операции ранжирования линеаментов, которая необходима для дальнейшего определения масштаба разрывных нарушений [Крикун, 2022; Таловина и др., 2022]. По результатам дешифрирования ДДЗ (Sentinel-1, 2) [<https://apps.sentinel-hub.com/sentinel-playground>; <https://earthexplorer.usgs.gov>] подготавливаются схемы линеаментных сетей, плотностного распределения линейных структур, формируется база данных линеаментов, функционирующая по специально разработанному программному коду [Крикун и др., 2021].

Визуальный способ дешифрирования использовался для интерпретации карт аномальных геофизических полей и их различных трансформаций и был ориентирован на выделение характерных особенностей полей (градиентные зоны, изменение простираий аномалий и т.д.). Для идентификации разрывных нарушений наиболее информативными источниками в рамках данной территории оказались карты горизонтальной составляющей градиента аномального магнитного поля [Senchina et al., 2023] и локальная составляющая аномального гравитационного поля.

Следующим этапом является подтверждение тектонической природы каждого выявленного линеамента. Для этого его пространственное положение коррелируется с различными информационными слоями, включающими в себя: карты потенциальных полей и различных трансформант к ним; построенную цифровую модель рельефа; полевые наблюдения собственные и предшественников [первичные материалы к Ковтунович и др., 2002]; существующие геологические карты и тектонические схемы, в том числе приведенные в фондовых источниках; данные о распределении мелкофокусных землетрясений [<https://www.bosai.go.jp/>; <http://neic.usgs.gov/>] и др. Учитывались толь-

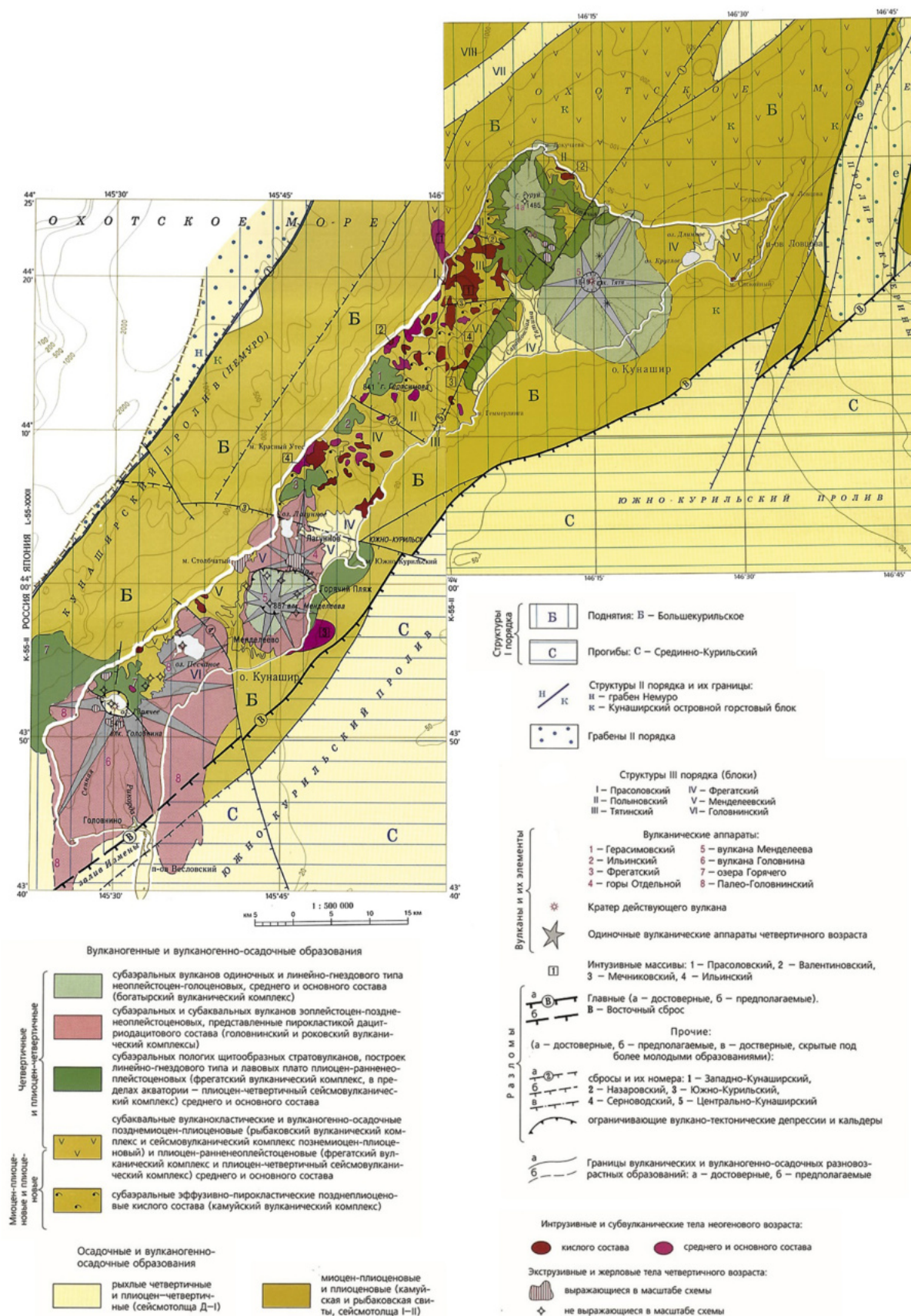


Рис. 2. Вулкано-тектоническая схема о. Кунашир [Государственная геологическая карта РФ, 2002].

ко землетрясения не выходящие в сейсмофокальную зону (глубиной до 100 км) за последние 10 лет. Построенные фокальные механизмы очагов землетрясений также использовались для уточнения кинематики выявленных структур, с этой же целью был использован фрагмент профиля ГСЗ 2-ДВ-М (рис. 3), проходящего через пролив Фриза, расположенный северо-восточнее между островами Итуруп и Уруп. Также горизонтальное и вертикальное смещение по разломам можно оценить по структурным взаимоотношениям с другими разрывными нарушениями и между различными геологическими подразделениями. Приблизительно предположить амплитуду вертикальных подвижек можно, основываясь на корреляцию разрезов по поисково-оценочным, структурным и гидрологическим скважинам [Krikun et al., 2024], пробуренным в пределах островной суши.

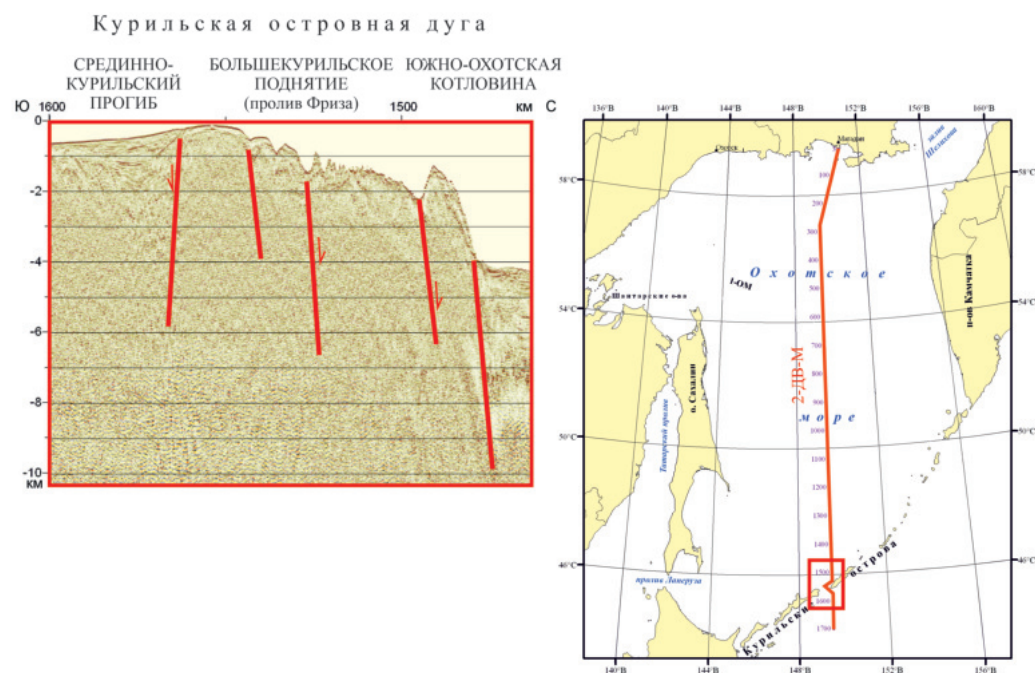


Рис. 3. Фрагмент профиля ГСЗ по результатам работ ФГУ НПП «Севморгео». Красным цветом показаны разрывные нарушения первого порядка.

В табл. 1 представлен сокращенный фрагмент сопоставления различных информационных слоев. В зависимости от проявленности на различных информационных слоях ячейки окрашены в различные оттенки зеленого цвета, где наименее насыщенный оттенок соответствует наименее значимому критерию. Определяющую роль при идентификации разрывных нарушений играли полевые наблюдения (собственные и предшественников). Важным информационным слоем являлись продешифрованные космические снимки (КС), которые использовались для заверки преобладающего простирания и оценки масштаба выделенных в ходе полевых работ структур. К сожалению, покрыть густой сетью геологических маршрутов территорию острова не представляется возможным. Более того, большая часть островной суши характеризуется очень плохой обнаженностью. Для выделения разрывных нарушений на такого рода участках привлекались карты потенциальных геофизических полей, особенно при картировании наиболее крупных структур, данные о распределении землетрясений, цифровая модель рельефа (ЦМР), существующие геологические и тектонические схемы и др. Интеграция построенных линеamentных схем с приведенными слоями информации осуществлялась через интерактивный процесс. В ходе этих действий, связанные картографические данные накладывались на экране монитора в сопоставимой форме для удобства анализа. Кинематика для ранее выделенных разломов определялась согласно результатам

предыдущих работ и по взаимоотношениям с другими разрывными нарушениями. Для структур, выявленных впервые, – по результатам собственных полевых наблюдений, где это было возможно, либо по данным в полевых дневниках предшественников. Однако чаще на основании границ между различными геологическими подразделениями на картах и по положению в разрезе пород, вскрытых в противоположных блоках разрывных нарушений, и относящихся к одному геологическому подразделению.

Таблица 1. Сокращенный фрагмент сопоставления различных корреляционных слоев для идентификации дизъюнктивных структур

Информ. слой \ № разлома	1 Центральнo-Кунаширский сброс (рис. 6)	8 Серноводский сброс (рис. 7-2)	...
КС S1	Слабо проявлен в ЮЗ части	Слабо проявлен	...
КС S2 (ранг)	Слабо проявлен в ЮЗ части (линеаменты 2, 3 рангов – рис. 6-А)	Явно проявлен (линеаменты 1 ранга – рис. 7-2-А)	...
Магнитное поле	Слабые фрагментированные аномалии (рис. 6-Б)	Слабая линейная аномалия (рис. 7-2-Б)	...
Гравитационное поле	–	–	...
Землетрясения	–	№ 5049 без тензора	...
Цифровая модель рельефа	Проявлен в СВ части	Надежно прослеживается по долине через весь остров	...
ГГК-200/2	+ (рис. 2)	+ (рис. 2)	...
Поле	(ТН 207025, 207026 и др., рис. 6-В,Г)	Отмечается в рельефе в ходе аэрогеологической съемки	...
Поле предшественники	ТН 5560-5562	ТН 8800-8804	...
Геологические карты схемы	[Сергеев, 1976]	–	...
Порядок	1	2	...
Кинематика	Сброс	Сброс, сдвига-сброс (?)	...
Дополнительно	Юго-западный сегмент прослеживается слабо (предполагается). Для северо-восточного сегмента уточнено географическое положение по мощным зонам брекчирования на берегу	По ЦМР уточнено географическое положение (долина через весь остров). Возможно наличие оперяющей структуры (по магнитке) и продолжения на акваторию	...

Примечания к таблице: ТН – точка наблюдения S1, S2 – космический снимки миссий Sentinel-1, 2

Результаты и обсуждение

В результате дешифрирования подготовленных и обработанных КС о. Кунашир была построена экстенсивная схема линеаментов (рис. 4), на которую вынесены объекты полезных ископаемых для исследования корреляции их размещения с распределением трещиноватых участков земной коры. Линеаменты на схеме проранжированы по их длине и контрастности проявления. На схеме заметно, что наибольшая концентрация линеаментов, соответствующая зонам локальной тектонической трещиноватости, характерна для современных и палео-вулcano-тектонических структур, к которым также приурочены полезные ископаемые территории, в том числе пункты минерализации, проявления и месторождения серы, термальных источников, благородных, цветных и черных металлов. Исключение составляют железорудные объекты, представленные ильменит-магнетитовыми россыпями.

Линеаментные схемы по результатам дешифрирования ДДЗ и интерпретации карт потенциальных полей являются основными информационными слоями для дальнейшего исследования. Далее осуществлялось подтверждение тектонической природы для каждого выделенного линеамента путем интегрального анализа по алгоритму, приведенному в предыдущем разделе. Итоговым результатом такого анализа является схема дизъюнктивных структур острова Кунашир, которая приведена на рис. 5

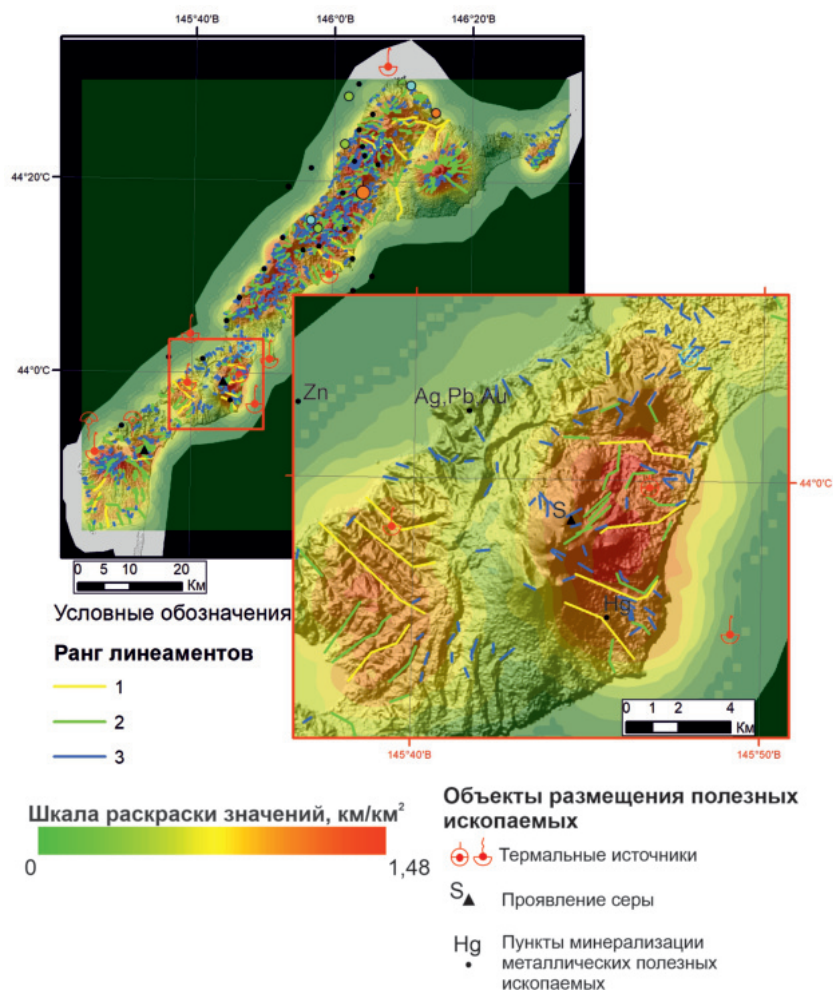


Рис. 4. Схема распределения зон локальной тектонической трещиноватости верхней части земной коры о. Кунашир с объектами размещения полезных ископаемых (за исключением строительных материалов и титан-магнетитовых россыпей), размещенная на черно-белой цифровой модели рельефа, построенной по данным космических радарных съемок.

в масштабе 1:1 000 000. На схему также вынесены данные о характере мелкофокусных сейсмических подвижек в период с 2011 г. по 2021 г., для которых удалось построить фокальные механизмы, центры современного и палеовулканизма, а также объекты размещения полезных ископаемых (ПИ) для оценки рудоконтролирующей роли выделенных разрывных нарушений. В ходе построений в зависимости от простирания, времени заложения и масштаба дизъюнктивных структур, было выявлено 3 системы разрывных нарушений: **первого порядка** (преимущественно северо-восточного простирания), **второго порядка** (преимущественно северо-западного простирания) и **третьего порядка** (разнонаправленные радиально-концентрические).

Разрывные нарушения первого порядка: являются самыми протяженными дислокациями на территории острова Кунашир. К данной группе отнесен Центрально-Кунаширский разлом в пределах островной суши (рис. 6) и Западный (и опережающий его Екатерининский) и Восточный сбросы в акватории (рис. 2).

Разломы первого порядка перекрыты плиоцен-четвертичными отложениями, поэтому слабо фиксируются на КС по линейному распределению линеаментов второго и третьего рангов (рис. 6-А), но с большей надежностью отмечаются на карте горизонтальной составляющей градиента аномального магнитного поля (рис. 6-Б). В ходе полевых работ отмечены разрывные нарушения, опережающие Центрально-Кунаширский



Рис. 5. Схема дизъюнктивных структур острова Кунашир с объектами размещения металлических полезных ископаемых. Разломы первого и второго порядков и их номера: 1 – Центрально-Кунаширский; 2 – Назаровский; 3 – Северянковский; 4 – Мостовской; 5 – Илюшинский; 6 – Отрадный; 7 – Южно-Курильский; 8 – Серноводский.

сброс, одно из которых маркируется по наличию крупных уступов в рельефе (водопад Птичий) и формирует русло одноименной реки (рис. 6-В). Зона главного разлома сопровождается мощными (шириной до 50 м) зонами брекчирования в клифе, высота которого достигает 40 м (рис. 6-Г). Вероятнее всего, Центрально-Кунаширский разлом имеет продолжение в акваторию, однако для более детального анализа необходима проверка данных геофизическими и буровыми работами на шельфе [Mingaleva et al., 2022; Serbin and Dmitriev, 2022].

Северо-восточное (продольное) простирание и наиболее раннее, в сравнении с остальными группами, заложение, позволяют связать формирование разломов первого порядка с заложением общего структурного плана КОД и началом вулканизма/магматизма в пределах Большой Курильской гряды в конце олигоцена (?) – начале миоцена. Подъем магматического расплава из мантийного клина приводил к деформированию и воздыманию тонкой субконтинентальной [Павленкова и др., 2018] земной коры. Это объясняет формирование Западного и Восточного сбросов (рис. 2). Одновременно с этим в раннем миоцене (?) [Мартынов и др., 2015] в ходе рифтогенеза происходило заложение тыловодужного бассейна (Курильской котловины), что вызвало заложение серии продольных сбросов, в акватории Охотского моря в районе пролива Фриза (рис. 3), которые также можно отнести к **первому порядку**. Однако на текущий момент в задуговом бассейне предполагается сжатие [Baranov et al., 2002], что подтверждается анализом фокальных механизмов очагов мелкофокусных землетрясений (рис. 5). Это может говорить о смене тектонического режима после формирования продольных разломов.

Компонента правового сдвига рассматриваемых структур предполагается исходя из того, что продольная ось о. Итуруп смещена вправо относительно аналогичной оси о. Кунашир Екатерининским разломом в акватории Екатерининского пролива (рис. 2), который оперяет Западный сброс и относится к первому порядку.

Разломы первого порядка контролируют распределение интрузивных образований прасоловского комплекса на северо-востоке о. Кунашир, имеющих, по разным оценкам, олигоцен [De Grave et al., 2016] - миоценовый [Ковтунович и др., 2002] возраст, что также указывает на время их формирования и глубокое нижнекоровое заложение.

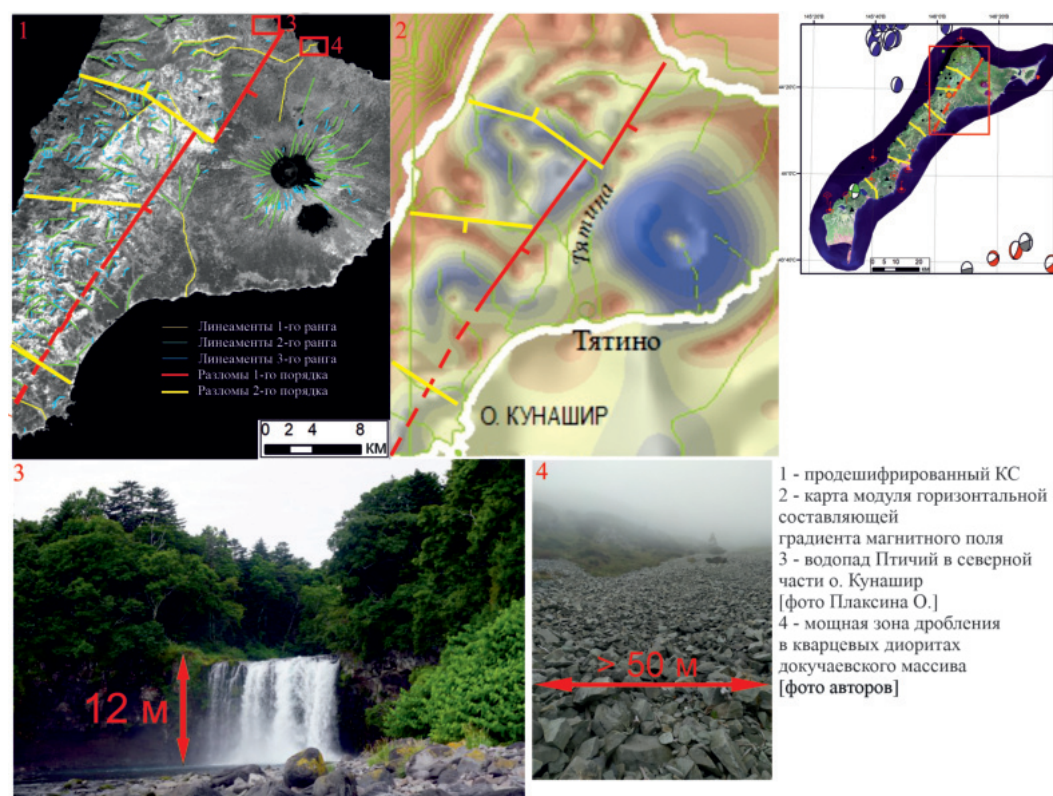


Рис. 6. Разрывные нарушения **первого порядка** на примере Центрально-Кунаширского сброса. Справа сверху – схема разломов первого и второго порядков, размещенная на цветной ЦМР, условные обозначения на рис. 5, рамкой отмечен участок, изображенный на врезках 1 [по данным КС Sentinel-1: <https://apps.sentinel-hub.com/sentinel-playground>] и 2 [Отчет о результатах работ по теме «Создание комплектов государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (авторский вариант) листов L-55 – Южно-Курильск (с клапаном K-55), L-56 – о. Симушир», 2021]. На врезке 1 рамкой выделены участки на врезках 3 и 4.

Разрывные нарушения второго порядка: к данной группе относятся дислокации, преимущественно северо-западного простирания, длина которых составляет 5 км и более. Это структуры, ярко выраженные на КС, соответствующие линеаментам 1 ранга (рис. 7-2А) или линейно распределенным линеаментам более низких рангов (рис. 7-1А). На карте горизонтальной составляющей градиента аномального магнитного поля они соответствуют повышенным значениям (рис. 7-1Б, 2Б). В ходе полевых работ разломы второго порядка надежно маркируются в рельефе по глубоким U-образным долинам рек и ручьев, особенно по материалам аэрогеологической съемки (рис. 7-1В, 2В). В бортах долин фиксируются зоны трещиноватости и брекчирования, катаклаза, гидротермальной измененности пород. Отмечаются выходы термальных источников, что подтверждает современную активность дизъюнктивных структур второго порядка.

В рамках исследования на построенной схеме уточнено географическое положение и морфология Назаровского, Северянского и Южно-Курильского сбросов, выделен

ряд новых структур в центральной части о. Кунашир (рис. 2, рис. 5), в частности Ильюшинский и предполагаемый Отрадный разломы. Вследствие того, что для ранее выявленных структур на вулcano-тектонической схеме (рис. 2) наименования для разных разломов повторяются (2 Назаровских, 2 Южно-Курильских сброса и т.д.) уточнены их названия.

Разломы второго порядка сопровождаются субвулканическими телами плиоценового возраста и контролируют их размещение [Государственная геологическая карта РФ, 2002], что позволяет предположить их глубокое заложение и неогеновое время формирования. Важно отметить, что разрывные нарушения данной группы моложе разломов первого порядка, так как смещают вправо последние в северной части о. Кунашир (рис. 6) и в акватории Срединно-Курильского прогиба (рис. 2), что также говорит о наличии правой, а не левой, как считалось ранее, сдвиговой компоненты в кинематике данных структур. При этом по поперечным разломам также отмечается вертикальное сбросовое смещение [Сергеев, 1976]. В центральной части о. Итуруп амплитуда поперечных сбросов северо-западного простирания, также являющихся разломами второго порядка, приблизительно оценена по схемам корреляции разрезов по скважинам [Krikun et al., 2024] и составляет первые сотни метров. Схожие значения можно предположить и для разрывных нарушений о. Кунашир. Разломы второго порядка определяют клавишную структуру острова и всей островной дуги в целом. Большинство из них активны и сейчас, что подтверждается наличием зон разгрузки термальных источников и яркой выраженностью в рельефе.

Причина формирования разломов второго порядка может быть связана с деформированием висячего блока субдукционной зоны в результате косо го погружения слэба. Направление, скорость и угол погружения Тихоокеанской плиты отличается для разных сегментов КОД [Avdeiko et al., 2006; Bergal-Kuvikas et al., 2023]. В пределах Южных Курил преобладает сжатие в север-северо-западном направлении [Krikun et al., 2024]. На о. Парамушир, расположенном на севере БКГ, отмечается компрессия в северо-западном направлении [Хубаева и др., 2020]. В качестве другого объяснения причины заложения разломов второго порядка можно рассмотреть формирование зоны деструкции фронтального склона в районе Центральных Курил. Природа, время образования и механизм этих процессов остаются пока не выясненными [Бергаль-Кувикас, 2015; Прошкина и др., 2017]. Тем не менее, заложение региональной зоны растяжения в юго-западном направлении в результате апвеллинга мантийных масс в сочетании с неоднородностью параметров субдукции, следовательно, направления сжатия, вдоль простирания Курильской островной дуги могли спровоцировать заложение разломов сбросовой, сбросо-сдвиговой, реже взбросовой кинематики. Более детальная реконструкция последовательности тектонических событий возможна при изучении структуры и вещественного состава геологических подразделений, слагающих остров [Гульбин и др., 2023].

Разрывные нарушения третьего порядка: среди выделенных групп являются наименее глубинными и протяженными (рис. 8). Это структуры, связанные прежде всего с центрами современного и палеовулканизма. На протешифрированных КС соответствуют линеаментам второго, реже первого рангов или линейно распределенным линеаментам третьего ранга (рис. 8-1А, 2А). Однако идентификация данных структур по ДДЗ должна сопровождаться подтверждением другими информационными слоями, в частности, результатами полевых наблюдений собственных и предшественников. Так, например, на Охотоморском побережье в центральной части острова гора Фрегат, (рис. 3-2В), сложенная субвулканическими образованиями плиоцен-плейстоценового возраста, соответствует линеamentу второго ранга на КС, то есть не является разрывным нарушением. Так же, как и дайки на северо-западном склоне горы на КС отмечены в качестве линеamentов второго и третьего рангов (зеленые и синие линии на рис. 8-2А, В). Однако в окрестностях горы по результатам полевых наблюдений и анализа цифровой модели рельефа выделено два разлома, отнесенных к третьему порядку (на северо- и юго-

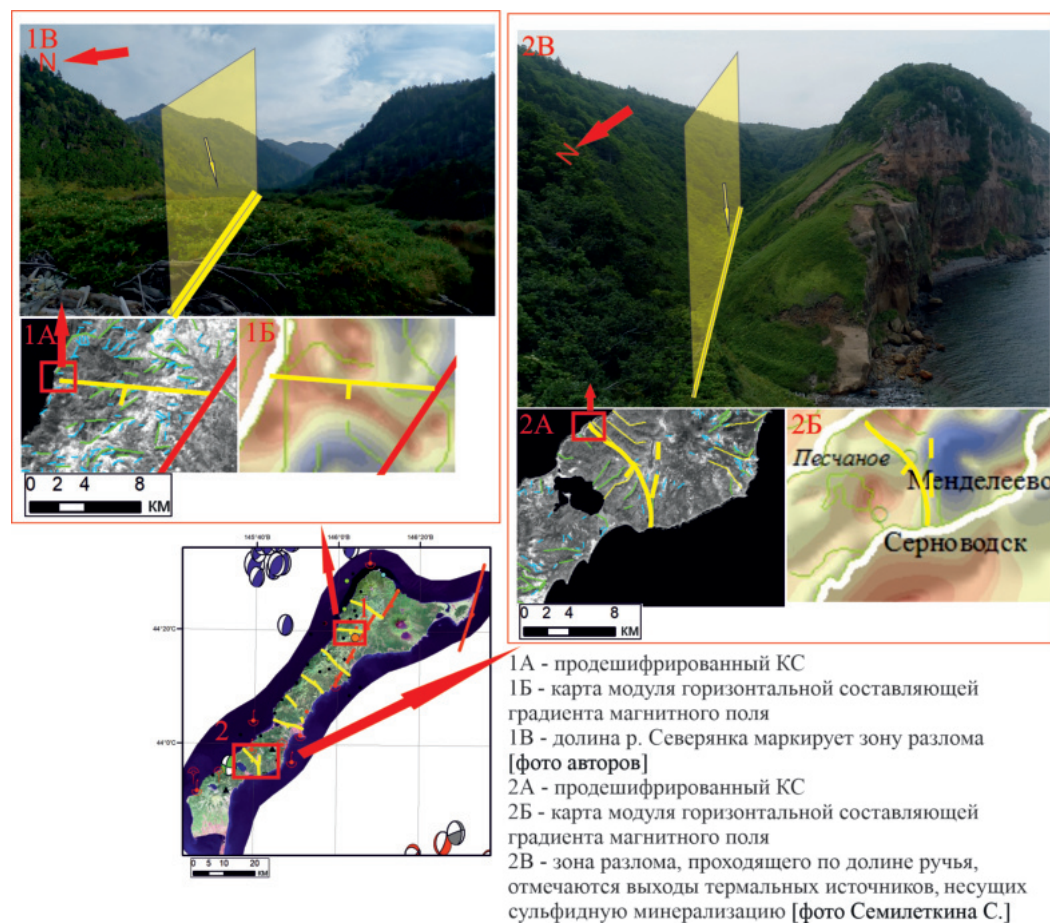
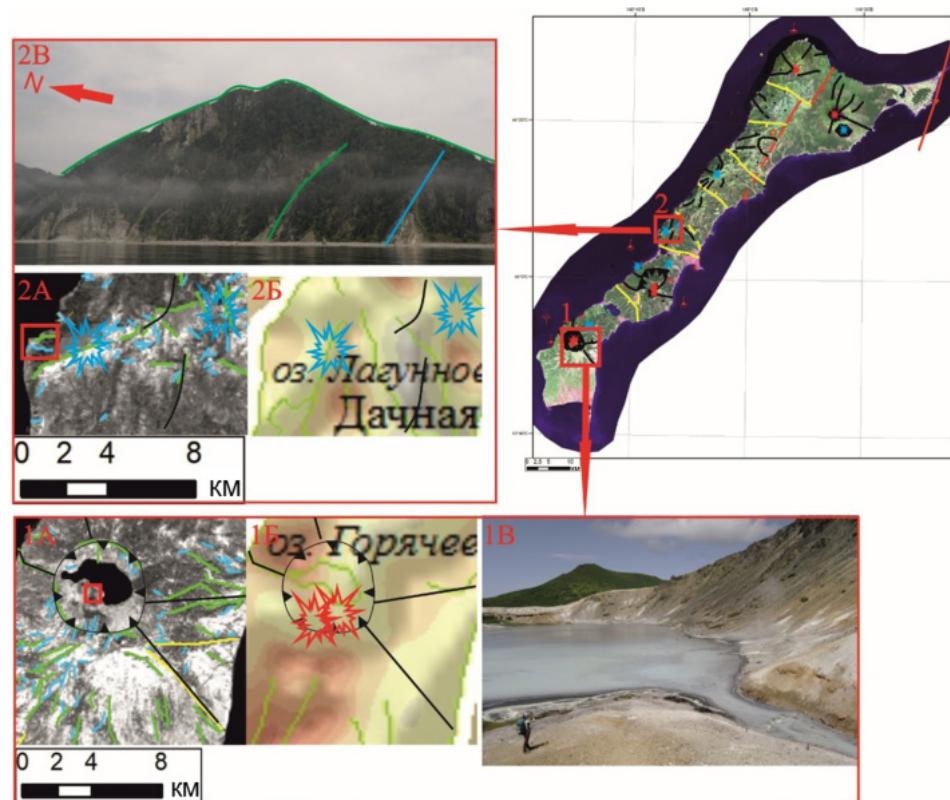


Рис. 7. Разрывные нарушения **второго порядка** острова Кунашир. Слева внизу – схема разломов первого и второго порядков, размещенная на цветной ЦМР, условные обозначения на [рис. 5](#). 1А, Б, В – Северянковский сброс; 2А, Б, В – Серноводский сброс.

востоке). Данные структуры вследствие малого масштаба не фиксируются на картах потенциальных полей ([рис. 8-2Б](#)). Однако современные вулканические постройки могут соответствовать максимумам на карте аномального магнитного поля ([рис. 8-1Б](#)). В ходе полевых работ дизъюнктивные структуры данной группы отличаются от других меньшей мощностью зон дробления и изменения пород. Разрывные нарушения третьего порядка имеют радиально-концентрическую морфологию и сопровождают вулкано-тектонические структуры у построек одиночных вулканов (Головнина, Тятя), в центральной части которых отмечаются кальдеры ([рис. 8-1В](#)). Радиальные структуры данной группы имеют сложную кинематику и разнообразное, порой невыдержанное простираие.

Основные проявления полезных ископаемых на острове Кунашир приурочены к зонам пересечения разломов **второго** и **третьего** порядков. Это связано с тем, что дислокации второго порядка контролируют размещение неогеновых образований, которые являются рудоматеринскими для целого ряда полезных ископаемых и выступают в качестве рудовмещающей среды при наложенных рудоносных процессах [[Крикун, 2024](#)]. Циркуляция металлонесных растворов также происходит по трещиноватым зонам, сопряженным с разрывными нарушениями второго порядка и опирающимися их структурами. С разломами третьего порядка, в свою очередь, ассоциируют флюиды, разгрузка которых происходит в виде термальных источников и парогидротерм, характеризующихся повышенными концентрациями рудных компонентов.



1А - продешифрованный КС. 1Б - карта модуля горизонтальной составляющей градиента магнитного поля. 1В - оз. Кипящее в кальдере вулкана Головинина [фото авторов]
 2А - продешифрованный КС. 2Б - карта модуля горизонтальной составляющей градиента магнитного поля. 2В - гора Фрегат центр палеовулканизма на границе плиоцена и плейстоцена. Субвулканические образования на ее склоне отмечаются на КС как линсаменты первого и второго ранга [фото авторов]

Рис. 8. Разрывные нарушения **третьего порядка** острова Кунашир. Справа сверху – схема разломов, размещенная на цветной ЦМР, условные обозначения на [рис. 5](#).

Заключение

В результате проведенного комплексного исследования дизъюнктивной сети острова Кунашир удалось достичь значительного прогресса в понимании его геологической структуры и тектонического развития. Интеграция традиционных геологических методов и современных методик линеементного анализа ДДЗ и карт потенциальных геофизических полей позволила детализировать схему разрывных нарушений острова и выявить три системы дизъюнктивных структур разного порядка: 1) продольные нижнекоровые разломы первого порядка, преимущественно сбросовой кинематики с элементами правого сдвига, связанные с началом вулканизма в пределах Большой Курильской гряды (N_1 ?) и формированием задугового бассейна Курильской котловины; 2) поперечные разломы второго порядка крутопадающие преимущественно сбросо-правосдвиговой кинематики, обусловившие клавишное строение островов (N_2); 3) разнонаправленные разломы третьего порядка, формирующие радиально-кольцевые структуры и приуроченные к центрам развития современного и палеовулканизма (N-Q). Полученные результаты способствуют пониманию тектонической эволюции не только о. Кунашир, но и всей Курильской островной дуги и вносят вклад в разработку новых методологий для изучения подобных геологических объектов.

Особое значение имеет расширение представлений о магнеподводящей роли разломов, что открывает новые перспективы для поиска полезных ископаемых на территории Большой Курильской гряды и в сопредельной акватории. Выявленная корреляция между распределением трещиноватых участков земной коры и месторождениями серы, термальных источников, а также различных металлов подчеркивает рудоконтроли-

рующую роль дизъюнктивных структур и предоставляет ценную информацию для дальнейших геологоразведочных работ.

Благодарности. Авторы признательны Ю. Б. Доброй за помощь при оформлении графического материала.

Список литературы

- Авдейко Г. П., Попруженко С. В., Палуева А. А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. — Петропавловск-Камчатский : ИВГиГ ДВО РАН, 2001. — С. 9—33.
- Агеев А. С., Егоров А. С. Особенности глубинного строения Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны по геологическим, геофизическим и дистанционным данным в створе профиля 3-ДВ (южный участок) // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 70. — С. 36—40.
- Бергаль-Кувикас О. В. Объемы четвертичных вулканитов Курильской островной дуги: анализ пространственного расположения и связь с зоной субдукции // Тихоокеанская геология. — 2015. — Т. 34, № 2. — С. 103—116.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000; Издание второе. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Курильск), L-55-XXIII, XXIX (Рейдово), L-55-XXXIII (влк. Тятя), K-55-II, 55-XXXII (Южно-Курильск) / под ред. В. К. Ротмана. — СПб : Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002. — 298 с.
- Гульбин Ю. Л., Акбарпуран Хайяти С. А., Сироткин А. Н. Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Нью-Фрисланда, Шпицберген // Записки Горного института. — 2023. — Т. 263. — С. 657—673.
- Калинин Д. Ф., Егоров А. С., Большакова Н. В. Потенциальная нефтегазоносность Западно-Камчатского побережья и ее связь со структурно-тектоническим строением Охотоморского региона по геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2022. — Т. 1, № 53. — С. 59—75. — DOI: [10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75).
- Калинин Д. Ф., Егоров А. С., Большакова Н. В. и др. Информационно-статистический прогноз нефтегазоносности в краевой части Корякско-Камчатской складчатой области // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2023. — Т. 57, № 1. — С. 63—88. — DOI: [10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88).
- Ковтунович П. Ю., Сафронов А. Д., Удодов В. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые островов Итуруп, Кунашир и прилегающего к ним дна акватории. Отчет Камуйской ГСП о результатах геологического доизучения масштаба 1:200000 и подготовки к изданию листов (L-55-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXII, XXXIII, XXXIV; K-55-II) Госгеолкарты – 200 Курильской серии с проведением ГГС-50 на площади листов L-54-104-Г, 116-Б, проведенных в 1987–2000 гг. на Камуйской площади в 4-х книгах. — Южно-Сахалинск : Сахалинское ТГУ, Южно-Сахалинская геологоразведочная экспедиция, 2002. — 921 с.
- Королева Т. П., Смирнов И. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Курильская, лист K-55-II. Объяснительная записка. — Москва : Недра, 1971. — 48 с.
- Крикун Н. С. Применение дистанционных методов исследования для уточнения структурно-геологических особенностей строения Курильского региона (на примере островов Кунашир и Итуруп) // Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых «Молодые - Наукам о Земле». Том 1. — Москва : Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. — С. 21—24.
- Крикун Н. С. Изучение закономерностей распределения металлических полезных ископаемых о. Кунашир с использованием разнотипных геолого-геофизических данных и МДЗ // Сборник тезисов докладов XIII международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» 10–12 апреля 2024. — Москва : ЦНИГРИ, 2024. — С. 195—197.
- Крикун Н. С., Федорова Э. Р., Таловина И. В. База данных линеаментов о. Итуруп // Свидетельство о регистрации базы данных № 2021621173, заявлено: 27.05.2021, опубликовано: 01.06.2021; заявитель СПГУ. — 179 кб. — 2021.
- Мартынов А. Ю., Мартынов Ю. А., Рыбин А. В. и др. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика. — 2015. — Т. 56, № 3. — С. 469—487. — DOI: [10.15372/GiG20150301](https://doi.org/10.15372/GiG20150301).
- Отчет о результатах работ по теме «Создание комплектов государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (авторский вариант) листов L-55 – Южно-Курильск (с клапаном K-55), L-56 – о. Симушир». — г. Санкт-Петербург : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021.
- Павленкова Н. И., Кашубин С. Н., Гонтовая Л. И. и др. Глубинное строение и геодинамика Охотоморского региона // Региональная геология и металлогения. — 2018. — № 76. — С. 70—82.

- Прошкина З. Н., Кулинич Р. Г., Валитов М. Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. — 2017. — Т. 36, № 6. — С. 58–69.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. — Москва : Наука, 1976. — 239 с.
- Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. — Москва : Наука, 1976. — 132 с.
- Таловина И. В., Крикун Н. С., Юрченко Ю. Ю. и др. Дистанционные методы исследования в изучении структурно-геологических особенностей строения о. Итуруп (Курильские острова) // Записки Горного института. — 2022. — Т. 254. — С. 158–172. — DOI: [10.31897/PMI.2022.45](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.45).
- Хубаева О. Р., Бергаль-Кувикас О. В., Сидоров М. Д. Идентификация разрывных нарушений северной части о. Парамушир (Курильские острова, Россия) и их взаимосвязь с гидротермально-магматическими системами: 3D моделирование тектонической раздробленности // Геотектоника. — 2020. — № 6. — С. 77–90. — DOI: [10.31857/S0016853X20060077](https://doi.org/10.31857/S0016853X20060077).
- Avdeiko G. P., Palueva A. A., Khleborodova O. A. Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kurile-Kamchatka island-arc system // Petrology. — 2006. — Vol. 14, no. 3. — P. 230–246. — DOI: [10.1134/S0869591106030027](https://doi.org/10.1134/S0869591106030027).
- Baranov B. V., Werner R., Hoernle K. A., *et al.* Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. — 2002. — Vol. 350, no. 1. — P. 63–97. — DOI: [10.1016/S0040-1951\(02\)00081-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00081-1).
- Bergal-Kuvikas O. V., Buslov M. M., Bushenkova N. A., *et al.* Transition from the Continental Margin of Kamchatka to the Island Arc of the Kurile Islands: Features of Volcanism, Crustal Deformation and Geophysical Parameters of the Slab // Russian Geology and Geophysics. — 2023. — Vol. 64, no. 10. — P. 1227–1240. — DOI: [10.2113/RGG20234558](https://doi.org/10.2113/RGG20234558).
- Beygi S., Tadayon M., Ilalova R. K., *et al.* Petrochemical and Structural Characteristics of Porphyry Copper Mineralization in the Astaneh Ore Deposit, Middle Part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran) // Geodynamics & Tectonophysics. — 2023. — Vol. 14, no. 2. — DOI: [10.5800/GT-2023-14-2-0691](https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-2-0691).
- Bolshakova N. V., Fedorova K. S. The Possibilities of Using a Qualitative Interpretation of The Potential for Creating a Zonal-Block Model of The Northern Flank of The Okhotsk Sea Region // Engineering and Mining Geophysics 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — DOI: [10.3997/2214-4609.202152157](https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152157).
- De Grave J., Zhimulev F. I., Glorie S., *et al.* Late Palaeogene emplacement and late Neogene-Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry // Geoscience Frontiers. — 2016. — Vol. 7, no. 2. — P. 211–220. — DOI: [10.1016/j.gsf.2015.05.002](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.05.002).
- Krikun N., Babenko I., Talovina I., *et al.* Geological Structure and Perspectives of Oil and Gas Bearing in Neogene Sediments of the Southern Part of the Kuril Island Arc System // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — P. 1–16. — DOI: [10.2205/2024ES000905](https://doi.org/10.2205/2024ES000905).
- Mingaleva T., Gorelik G., Egorov A., *et al.* Correction of Depth-Velocity Models by Gravity Prospecting for Hard-to-Reach Areas of the Shelf Zone // Mining informational and analytical bulletin. — 2022. — No. 10/1. — P. 77–86. — DOI: [10.25018/0236_1493_2022_101_0_77](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_101_0_77).
- Piip V. B., Rodnikov A. G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // Russian Journal of Earth Sciences. — 2004. — Vol. 6, no. 1. — P. 35–48. — DOI: [10.2205/2003ES000140](https://doi.org/10.2205/2003ES000140).
- Schellart W. P., Jessell M. W., Lister G. S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. — 2003. — Vol. 22, no. 5. — DOI: [10.1029/2002TC001473](https://doi.org/10.1029/2002TC001473).
- Senchina N., Asoskov A., Gorelik G. Evaluation of Displacements Caused by Strike-Slip Deformations Using Correlation Characteristics Based on Potential Field Data // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023. — P. 1–10. — DOI: [10.2205/2023ES000847](https://doi.org/10.2205/2023ES000847).
- Serbin D., Dmitriev A. Experimental research on the thermal method of drilling by melting the well in ice mass with simultaneous controlled expansion of its diameter // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 257. — P. 833–842. — DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82).

STUDY OF THE FAULTS NETWORK OF KUNASHIR ISLAND (KURIL ISLANDS) IN ORDER TO RECONSTRUCT THE FEATURES OF ITS TECTONIC EVOLUTION

N. S. Krikun^{*,1} , I. A. Abdrahmanov² , and I. V. Talovina¹ 

¹Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russia

²FSBU VNIIOkeangeologiya, Saint-Petersburg, Russia

****Correspondence to:** Nikita Krikun, nskrikun@gmail.com

The paper is devoted to the study of the faults on Kunashir Island, focusing on their classification, morphology, kinematics, timing, and causes of formation, which are key to understanding the tectonic evolution of the area. The magma-supporting role of these faults is noted, contributing to the understanding of the distribution of volcanic and plutonic formations in the Great Kuril Ridge. The ore-controlling role of the faults was evaluated, which may contribute to the discovery of new mineral deposits. Additionally, studying these faults is important for improving the prediction of earthquakes and tsunamis. The research methodology includes an integrated approach that combines traditional geological observations with modern remote sensing methods, allowing us to detail the map of the Kunashir Island rupture faults. The results of the work confirm the presence of three systems of tectonic structures that differ in depth of emplacement, length, timing, kinematics, and causes of formation. The study contributes to our understanding of the complex geological structure of Kunashir Island and the entire island arc and provides a basis for further research in this area.

Keywords: Kuril Island Arc, Kunashir, lineament analysis, remote sensing data, strike-slip faults, shear, back-arc basin, Kuril Basin.

Received: 23 April 2024

Accepted: 17 June 2024

Published: 25 June 2024



© 2024. The Authors.

Citation: Krikun, N. S., I. A. Abdrahmanov, and I. V. Talovina (2024), Study of the Faults Network of Kunashir Island (Kuril Islands) in Order to Reconstruct the Features of its Tectonic Evolution, *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2012, <https://doi.org/10.2205/2024ES000915> EDN: QLROTE

References

- Ageev A. S., Egorov A. S. Features of the deep structure of the Baikal-Stanovoy regional shear zones on geological, geophysical and distantional data in the profile 3-DV (southern section) // *Regional Geology and Metallogeny*. — 2017. — No. 70. — P. 36–40.
- Avdeiko G. P., Palueva A. A., Khleborodova O. A. Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Petrology*. — 2006. — Vol. 14, no. 3. — P. 230–246. — DOI: [10.1134/S0869591106030027](https://doi.org/10.1134/S0869591106030027).
- Avdeiko G. P., Popruzhenko S. V., Palueva A. A. Modern structure of the Kurile-Kamchatka region and magma-forming conditions // *Geodynamics and volcanism of the Kurile-Kamchatka Island-Arc system*. — Petropavlovsk-Kamchatsky : IVGiG FEB RAS, 2001. — P. 9–33.
- Baranov B. V., Werner R., Hoernle K. A., *et al.* Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*. — 2002. — Vol. 350, no. 1. — P. 63–97. — DOI: [10.1016/S0040-1951\(02\)00081-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00081-1).

- Bergal-Kuvikas O. V. Volumes of quaternary volcanic material of the Kuril Island Arc: analysis of spatial variations in correlation with subduction zone // *Tikhookeanskaya Geologiya*. — 2015. — Vol. 34, no. 2. — P. 103–116.
- Bergal-Kuvikas O. V., Buslov M. M., Bushenkova N. A., *et al.* Transition from the Continental Margin of Kamchatka to the Island Arc of the Kurile Islands: Features of Volcanism, Crustal Deformation and Geophysical Parameters of the Slab // *Russian Geology and Geophysics*. — 2023. — Vol. 64, no. 10. — P. 1227–1240. — DOI: [10.2113/RGG20234558](https://doi.org/10.2113/RGG20234558).
- Beygi S., Tadayon M., Ilalova R. K., *et al.* Petrochemical and Structural Characteristics of Porphyry Copper Mineralization in the Astaneh Ore Deposit, Middle Part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran) // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2023. — Vol. 14, no. 2. — DOI: [10.5800/GT-2023-14-2-0691](https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-2-0691).
- Bolshakova N. V., Fedorova K. S. The Possibilities of Using a Qualitative Interpretation of The Potential for Creating a Zonal-Block Model of The Northern Flank of The Okhotsk Sea Region // *Engineering and Mining Geophysics* 2021. — European Association of Geoscientists & Engineers, 2021. — DOI: [10.3997/2214-4609.202152157](https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152157).
- De Grave J., Zhimulev F. I., Glorie S., *et al.* Late Palaeogene emplacement and late Neogene-Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry // *Geoscience Frontiers*. — 2016. — Vol. 7, no. 2. — P. 211–220. — DOI: [10.1016/j.gsf.2015.05.002](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.05.002).
- Gulbin, Yu. L., Akbarpuran Khaiyati S. A., Sirotkin A. N. Mineral composition and thermobarometry of metamorphic rocks of western Ny Friesland, Svalbard // *Journal of Mining Institute*. — 2023. — Vol. 263. — P. 657–673.
- Kalinin D. F., Egorov A. S., Bolshakova N. V. Oil and Gas Potential of the West Kamchatka Coast and its Relation to the Structural and Tectonic Structure of the Sea of Okhotsk Region Based on Geophysical Data // *Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center»*. Earth Sciences. — 2022. — Vol. 1, no. 53. — P. 59–75. — DOI: [10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75).
- Kalinin D. F., Egorov A. S., Bolshakova N. V., *et al.* Information and Statistical Forecast of Oil and Gas Potential in the Marginal Part of the Koryak-Kamchatka Folded Region // *Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center»*. Earth Sciences. — 2023. — Vol. 57, no. 1. — P. 63–88. — DOI: [10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-1-57-63-88).
- Khubaeva O. R., Bergal-Kuvikas O. V., Sidorov M. D. Identification of Ruptures and Their Interaction with Hydrothermal-Magmatic Systems at the Northern Part of Paramushir Isl. (Kuril Islands, Russia): 3D Modeling of Crustal Fragmentation // *Geotectonics*. — 2020. — No. 6. — P. 77–90. — DOI: [10.31857/S0016853X20060077](https://doi.org/10.31857/S0016853X20060077).
- Koroleva T. P., Smirnov I. G. Geological map of the USSR, scale 1:200,000. Kuril series, sheet K-55-II. Explanatory note. — Moscow : Nedra, 1971. — P. 48.
- Kovtunovich P. Y., Safronov A. D., Udodov V. V., *et al.* Geological structure and useful minerals of the islands of Iturup, Kunashir and the adjacent water area bottom. Report of the Kamui GSP on the results of geological study at a scale of 1:200,000 and preparation for publication of sheets (L-55-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXII, XXXIII, XXXIV; K-55-II) of the State Geological Map - 200 of the Kuril Series with the implementation of GGS-50 on the area of sheets L-54-104-G, 116-B, carried out in 1987-2000. on Kamusikaya Square in 4 books. — Yuzhno-Sakhalinsk : Sakhalin TSU, Yuzhno-Sakhalinsk Geological Prospecting Expedition, 2002. — P. 921.
- Krikun N., Babenko I., Talovina I., *et al.* Geological Structure and Perspectives of Oil and Gas Bearing in Neogene Sediments of the Southern Part of the Kuril Island Arc System // *Russian Journal of Earth Sciences*. — 2024. — P. 1–16. — DOI: [10.2205/2024ES000905](https://doi.org/10.2205/2024ES000905).
- Krikun N. S. Application of remote sensing methods to clarify the structural and geological features of the Kuril region (using the example of the islands of Kunashir and Iturup) // *International scientific conference of young researchers «The Young - for the Earth Sciences»*. — Moscow : Russian State Geological Prospecting University named after S. Ordzhonikidze, 2022. — P. 21–24.
- Krikun N. S. Study of distribution patterns of metallic minerals of Kunashir Island using different types of geological and geophysical data and remote sensing data // *Collection of abstracts of reports of the XIII international scientific and practical conference "Scientific and methodological foundations for forecasting, prospecting, and assessing deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals" April 10-12, 2024*. — Moscow : TsNIGRI, 2024. — P. 195–197.
- Krikun N. S., Fedorova E. R., Talovina I. V. Database of lineaments of Iturup Island // *Certificate of registration of the database No. 2021621173, declared: 05/27/2021, published: 06/01/2021; applicant St. Petersburg State University*. - 179 kb. — 2021.
- Martynov, A. Yu., Martynov Y. A., Rybin A. V., *et al.* Role of back-arc tectonics in the origin of subduction magmas: new Sr, Nd, and Pb isotope data from Middle Miocene lavas of Kunashir Island (Kurile Island Arc) // *Geology and Geophysics*. — 2015. — Vol. 56, no. 3. — P. 469–487. — DOI: [10.15372/GiG20150301](https://doi.org/10.15372/GiG20150301).

- Mingaleva T., Gorelik G., Egorov A., *et al.* Correction of Depth-Velocity Models by Gravity Prospecting for Hard-to-Reach Areas of the Shelf Zone // Mining informational and analytical bulletin. — 2022. — No. 10/1. — P. 77–86. — DOI: [10.25018/0236_1493_2022_101_0_77](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_101_0_77).
- Pavlenkova N. I., Kashubin S. N., Gontovaya L. I., *et al.* Deep structure and geodynamics of the Sea of Okhotsk region // Regional Geology and Metallogeny. — 2018. — No. 76. — P. 70–82.
- Piip V. B., Rodnikov A. G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // Russian Journal of Earth Sciences. — 2004. — Vol. 6, no. 1. — P. 35–48. — DOI: [10.2205/2003ES000140](https://doi.org/10.2205/2003ES000140).
- Proshkina Z. N., Kulinich R. G., Valitov M. G. Structure, Matter Composition, and Deep Structure of the Oceanic Slope of the Central Kuril Islands: New Evidence // Russian Journal of Pacific Geology. — 2017. — Vol. 36, no. 6. — P. 436–446. — DOI: [10.1134/s1819714017060045](https://doi.org/10.1134/s1819714017060045).
- Report on the results of work on the topic «Creation of sets of state geological maps at a scale of 1:1,000,000 (author's version) sheets L-55 - Yuzhno-Kurilsk (with valve K-55), L-56 – Simushir island». — St. Petersburg : FSBI «VSEGEI», 2021.
- Schellart W. P., Jessell M. W., Lister G. S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. — 2003. — Vol. 22, no. 5. — DOI: [10.1029/2002TC001473](https://doi.org/10.1029/2002TC001473).
- Senchina N., Asoskov A., Gorelik G. Evaluation of Displacements Caused by Strike-Slip Deformations Using Correlation Characteristics Based on Potential Field Data // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023. — P. 1–10. — DOI: [10.2205/2023ES000847](https://doi.org/10.2205/2023ES000847).
- Serbin D., Dmitriev A. Experimental research on the thermal method of drilling by melting the well in ice mass with simultaneous controlled expansion of its diameter // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 257. — P. 833–842. — DOI: [10.31897/PMI.2022.82](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.82).
- Sergeev K. F. Tectonics of the Kuril Island System. — Moscow : Nauka, 1976. — P. 239.
- State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:200,000; Second edition. Kuril Series. Sheets L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Kurilsk), L-55-XXIII, XXIX (Reydovo), L-55-XXXIII (Tyatya volcano), K-55-II, 55-XXXII (Yuzhno-Kurilsk) / ed. by V. K. Rotman. — St. Petersburg : Saint Petersburg Cartographic Factory VSEGEI, 2002. — P. 298.
- Streltsov M. I. Dislocations of the southern part of the Kuril island arc. — Moscow : Nauka, 1976. — P. 132.
- Talovina I., Krikun N., Yurchenko Y., *et al.* Remote sensing techniques in the study of structural and geotectonic features of Iturup Island (the Kuril Islands) // Journal of Mining Institute. — 2022. — DOI: [10.31897/PMI.2022.45](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.45).