

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль – Август 2024



ГЕОТЕКТОНИКА



Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2024

Стиль субдукции на разных этапах геологической истории Земли: результаты численного петролого-термомеханического 2D моделирования

В. С. Захаров, А. Л. Перчук, Т. V. Gerya, М. Д. Еремин 3

Моделирование напряженно-деформированного состояния и косейсмические проявления эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения (северо-восток Китая)

В. Н. Морозов, А. И. Маневич, И. В. Лосев 32

Применение нейросетевых технологий для тектонического прогнозирования землетрясений

И. У. Атабеков, А. И. Атабеков 49

Тектоническая эволюция Тувинского прогиба (северная часть Центрально-Азиатского орогенного пояса): синтез геологических данных и результатов Ar–Ar датирования полевых шпатов

*Е. В. Ветров, Н. И. Ветрова, Т. А. Бирюкова, А. Р. Агатова,
О. А. Гаврюшкина, Д. Д. Булгакова* 60

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

80

Contents

Vol. 58, no. 4, 2024

Subduction Style at Different Stages of Geological History of the Earth: Results of Numerical Petrological-Thermomechanical 2D Modeling

V. S. Zakharov, A. L. Perchuk, T. V. Gerya, M. D. Eremin 3

Modeling of Stress-Strain State and Coseismic Effects of Epicentral Zone of Tangshan Earthquake (Southeastern China)

V. N. Morozov, A. I. Manevich, I. V. Losev 32

Application of Neural Network Technologies for Tectonic Earthquake Forecast

I. U. Atabekov, A. I. Atabekov 49

Tectonic Evolution of Tuvinian Trough (Northern Part of Central Asian Orogenic Belt): Synthesis of Geological Data and Results of Feldspar Ar–Ar Dating

E. V. Vetrov, N. I. Vetrova, T. A. Biryukova, A. R. Agatova, O. A. Gavryushkina, D. D. Bulgakova 60

Authors' Guidelines

80

УДК 551.24 + 550.311

СТИЛЬ СУБДУКЦИИ НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО ПЕТРОЛОГО-ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОГО 2D МОДЕЛИРОВАНИЯ¹

© 2024 г. В.С. Захаров^{1, *}, А. Л. Перчук^{1, 2}, Т. V. Gerya³, М. Д. Еремин¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

²Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН,
д. 4, ул. Академика Осипяна, 142432 г. Черногловка, Московская обл., Россия

³Swiss Federal Institute of Technology, Department of Earth Sciences, bld. 5, Sonneggstrasse, 8092 Zurich, Switzerland
*e-mail: zakharov@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 26.01.2024 г.

После доработки 17.05.024 г.

Принята в печать 26.07.2024 г.

В статье рассмотрены эффекты, связанные с влиянием эклогитизации пород слэба на режим субдукции под континент. Эклогитизация пород в метаморфических комплексах высокого давления как правило проявлена только на участках проникновения водного флюида. В отсутствии флюида кинетическая задержка эклогитизации сохраняет малоплотные породы при P – T условиях эклогитового метаморфизма, задерживая утяжеление слэба и снижая эффективность действия механизма затягивания слэба, который способствует погружению плиты под большими углами в глубинную мантию. В нашей работе приведены результаты численного петролого-термомеханического моделирования субдукции под континент в широком диапазоне параметров эклогитизации пород океанической коры (дискретная эклогитизация). Нами было проведено тестирование влияния меньшей кинетической задержки эклогитизации в водосодержащем базальтовом слое, в сравнении с более сухим нижележащим габбровым слоем. На основе результатов 112-ти численных экспериментов при 7-ми вариантах диапазонов эклогитизации (в пределах 400–650°C для базальта и 400–1000°C для габбро) при разных потенциальных температурах мантии (на $\Delta T = 0$ –250°C выше современной) выявлены крутой, пологий и переходный режимы субдукции. Режим крутой субдукции осуществляется при современных условиях ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) при всех вариантах эклогитизации, он характеризуется увеличением угла погружения слэба по мере погружения плиты, а над границей переходной зоны мантии наблюдается выполаживание или подворачивание слэба. Субдукция сопровождается образованием кислых и основных вулканитов и их плутонических аналогов. При повышенных температурах мантии ($\Delta T \geq 150^\circ\text{C}$) и дискретной эклогитизации в широком диапазоне реализуется режим пологой субдукции с периодическими отрывами фронтальной субвертикальной эклогитизированной части слэба. Режим пологой субдукции сопровождается серпентинизацией мантийного клина и эпизодическим, ограниченным по объему магматизмом (от основного до кислого), который происходит на значительном (≥ 500 км) удалении от желоба. При переходном режиме, который также реализуется в моделях с повышенной температурой мантии, происходит характерное изменение от пологой к крутой субдукции, в результате чего слэб приобретает ступенчатую форму. При увеличении кинетического сдвига эклогитизации развивается пологая субдукция. Увеличение мощности континентальной литосферы от 80 км до 150 км способствует реализации крутой субдукции, но влияние скорости конвергенции (5–10 см/год) выражено неявно. Дискретная эклогитизация утолщенной океанической коры и деплетирование литосферной мантии в океанической плите являются основными факторами пологой субдукции. В современных условиях их влияние становится несущественным из-за снижения толщины океанической коры и степени деплетированности океанической мантийной литосферы и, как следствие, более редкое пологое движение слэбов определяется другими факторами.

Ключевые слова: субдукция, эклогиты, кинетика, океаническая кора, мантия, докембрий, магматизм, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X24040018, **EDN:** ERKYWB

ВВЕДЕНИЕ

Геометрия слэбов в зонах субдукции оказывает существенное влияние на термальную структуру, магматизм, метаморфизм и сейсмичность, возни-

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24040018, доступны для авторизованных пользователей.

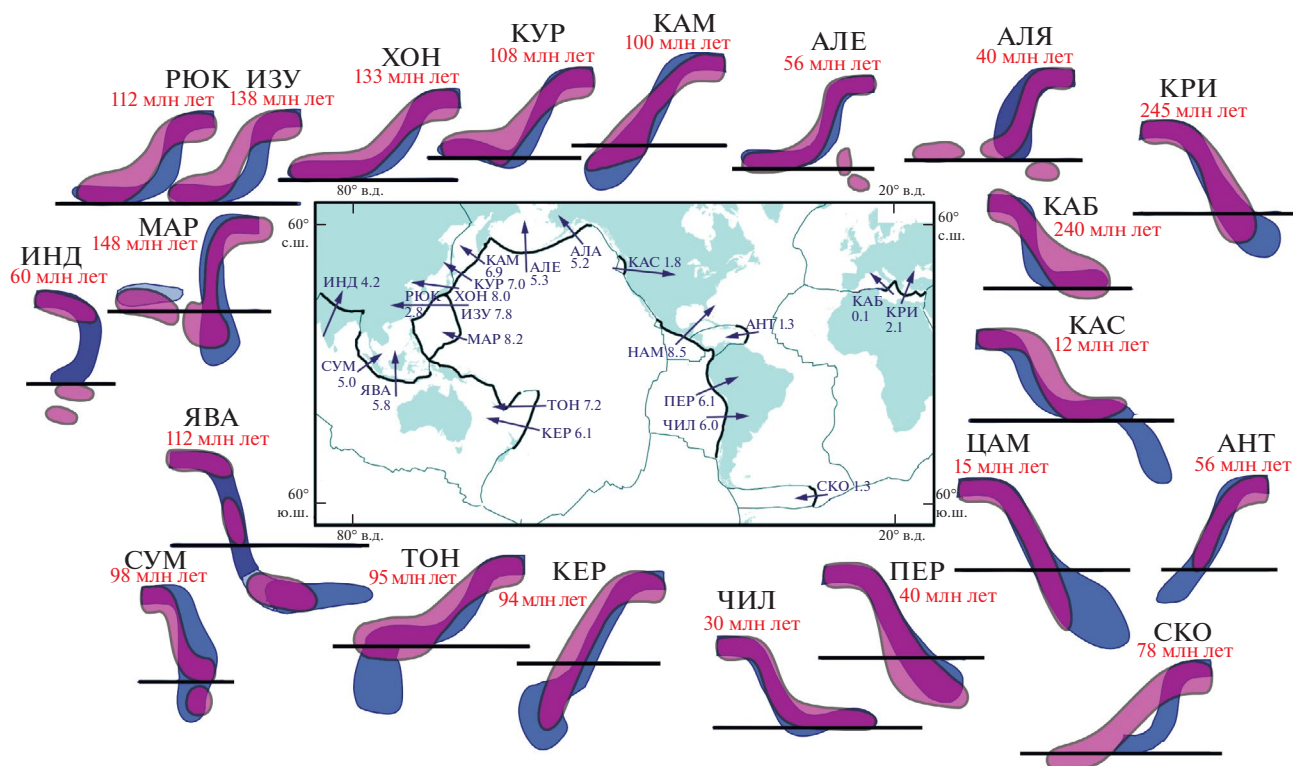


Рис. 1. Морфология и геометрия слэбов в современных зонах субдукции (по данным [44, 57, 100], с дополнениями).

Зоны субдукции: ЯВА – Яванская; СУМ – Суматранская; ИНД – Индийская; КЕР – Кермадек; ТОН – Тонга; МАР – Марианская; ИЗУ – Изу-Бонинская; РЮК – Рюкю; ХОН – Хонсю; КУР – Курильская; КАМ – Камчатская; АЛЕ – Алеутская; АЛЯ – Аляскинская; КАС – Каскадных гор; ЦАМ – Центрально-Американская; АНТ – Антильская; ПЕР – Перуанская; ЧИЛ – Чилийская; СКО – Скотия; КАБ – Калабрийская; КРИ – Критская.

Обозначено: границы литосферных плит (тонкие линии синим); ориентировочное положение поперечных сечений и направление субдукции (стрелки синим); скорость субдуцирующей плиты (см/год) в системе Индо-Атлантических горячих точек (арабские цифры синим около стрелок).

Показано: схематичное изображение морфологии слэбов по данным сейсмотомографических моделей – по [44] (синий), по [57] (пурпурный); возраст погружающихся плит, млн лет (арабские цифры красным); основание переходной зоны мантии на глубине ~660 км (горизонтальные линии черным).

кающих в этих зонах [3, 13, 38, 44, 45, 57, 81, 86]. Глобальная сейсмическая томография выявляет разнообразную морфологию погружающихся плит в современных зонах субдукции [44, 57] (рис. 1).

Геометрия слэбов определяется многочисленными параметрами, среди которых можно выделить скорость и направление движения сходящихся плит, толщину литосферы и эклогитизацию магматических пород субдуцирующей океанической коры, а также термальное состояние мантии, которая на ранних этапах развития Земли была существенно горячее ее современного состояния [48, 55, 56].

При комплексном воздействии приведенных параметров на погружающуюся плиту сложно оценить влияние каждого из них на стиль субдукции, поэтому целесообразно изучать влияние каждого из этих параметров в отдельности. В проведенном

исследовании мы детально рассмотрели эффекты, связанные с эклогитизацией пород слэба, а также влияние других параметров. Для этого было использовано численное петролого-термомеханическое моделирование [43, 71, 73, 84].

Стоит отметить, что эффекты утяжеления плит вследствие эклогитизации неизменно учитываются в современных геодинамических моделях [4, 5, 7–11, 14–16, 20, 45, 58, 59, 71, 73, 84, 92, 93].

Однако особенность образования эклогитового парагенезиса в метабазите состоит в том, что происходит не в точном соответствии с термодинамическими условиями соответствующих минеральных реакций, а с некоторой кинетической задержкой, во многом определяемой количеством водного флюида, выступающего в роли катализатора, а нередко и участника этих реакций [46] (рис. 2).

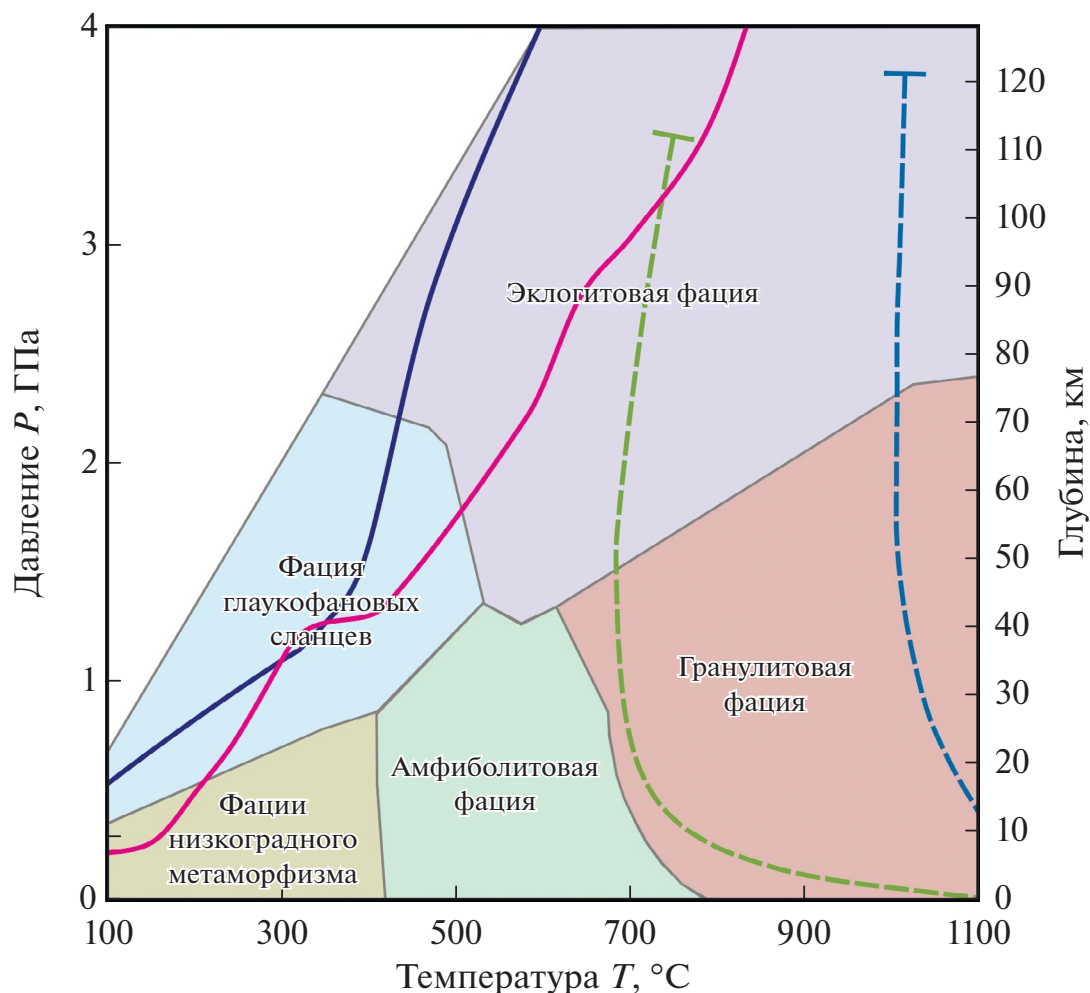


Рис. 2. Схема фаций метаморфизма на P – T диаграмме, (по данным [65], с изменениями и дополнениями).

Геотермы для поверхности плит в современных условиях (по [69]) для зон субдукции: холодная (линия синим), теплая (линия красным); водные солидусы базальта (по [82]) (штрих-линия зеленым) и перидотита (по [47]) (штрих-линия синим).

Примеры сохранения неизменных габброидов при P – T условиях эклогитового метаморфизма известны по эклогитовым комплексам Марун-Кей (Россия) и Берген Аркс (Норвегия) [21, 25, 46].

Количественные аспекты фазовых превращений при эклогитизации малоизвестны, вследствие отсутствия специальных экспериментальных исследований и небольшого объема данных о метаморфических породах [73].

При численном моделировании субдукции задержка эклогитизации обычно определялась двумя способами:

- введение фиксированного времени по достижению породой-маркером P – T условий эклогитового метаморфизма [91–93];
- введение диапазона P – T условий, в котором осуществляется эклогитизация [60, 71].

При этом не учитывалось, что базальтовый слой океанической коры гидратирован, т.е. подвергся метаморфическим изменениям преимущественно в зоне спрединга в большей степени, чем габбровый слой [83]. Вследствие этого, образование эклогитов в погружающейся океанической коре должно начинаться дискретно и при разных P – T условиях [46] (см. рис. 2):

- для базальтового слоя – ближе к границе эклогитовой фации;
- для слоя габбро – дальше от границы эклогитовой фации.

P – T параметры начала эклогитизации, в зависимости от количества воды, связанной в структуре минералов, и последующего кинетического сдвига после начала эклогитизации, остаются малоизученными.

Введение дискретной эклогитизации пород океанической коры при моделировании субдукции показало [73], что этот фактор играет ключевую роль в развитии пологой субдукции в раннедокембрийское время, при потенциальной температуре мантии T_p , превосходящей современное значение более, чем на 150°C , т.е. при $\Delta T = T_p - T_{\text{modern}} \geq 150^\circ\text{C}$, где ΔT — добавочная температура мантии. Учитывая то, что пологая субдукция являлась широко распространенным, а возможно, — доминирующим стилем в раннем докембрии, с которым нередко различные научные школы связывают рост континентальной коры, мы полагаем, что целесообразно провести дальнейшие исследования влияния этого фактора на режим субдукции при разных кинетических сдвигах дискретной эклогитизации [2, 4, 19, 22–24, 30, 31, 61, 72, 85, 91, 94].

Цель статьи — установить влияние параметров дискретной эклогитизации на стиль субдукции в обстановке активной окраины на различных этапах истории Земли по результатам численного геодинамического моделирования.

МЕТОДЫ

Численное моделирование субдукции под активную континентальную окраину

Нами проведено численное 2D моделирование субдукции океанической плиты под континентальную с использованием оригинального кода I2VIS [43] для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов. В моделях рассматривается деформация вязкопластической среды под действием приложенных тектонических сил. Уравнения движения, неразрывности, сохранения массы и энергии, теплопроводности в движущейся среде решаются в конечных разностях на недеформируемой смещенной сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке.

В используемой нами 2D модели учитываются:

- массовые силы, связанные с тепловыми и химическими неоднородностями;
- эффекты адиабатического сжатия/расширения, плавления/кристаллизации, вязкого трения и радиогенного тепловыделения;
- эклогитизация базальтовой и габброидной коры;
- фазовые переходы в мантии (оливин-вадслеит и рингвудит-постшпинель);

— фазовые равновесия материала гидратированной океанической коры, осадков и мантии [42, 60, 62, 84].

В модели рассматриваются (рис. 3):

- динамика литосферы, верхней мантии и переходной зоны в вертикальном сечении;
- горизонтальный размер модели — 4000 км;
- вертикальный размер модели — 1000 км.

Используется прямоугольная неравномерная сетка, имеющая 2041×381 узлов, которая обеспечивает наибольшее разрешение 1 км в области 1500–3000 км по горизонтали и 0–200 км по вертикали.

Для задания литологической структуры и физических свойств материала, температуры, содержания воды, расплава и деплетирования используются лагранжевы маркеры, которые изначально плотно распределены случайным образом в ячейках эйлеровой сетки.

В начальном состоянии этих маркеров >70 миллионов, по мере развития модели их количество увеличивается и может достигать 150–200 миллионов. С каждым шагом по времени маркеры перераспределяются в соответствии с расчетным полем скоростей, отражая постепенную трансформацию литологической структуры модели. Изменение положения маркеров позволяет моделировать деформацию среды, а также проследить эволюцию P – T условий пород.

Приведены физические параметры всех типов пород, используемые в нашей модели (Приложение 1: табл. П1).

В настоящей работе мы, аналогично [71, 73], подразделяем мантию не только на литосферу и астеносферу, но вводим в рассмотрение деплетированную мантию — обедненный расплавом слой верхней мантии, который образовался в спрединговом хребте в результате декомпрессионного плавления и извлечения расплава при формировании океанической коры и который, вследствие этого, обладает относительной плаучестью и тугоплавкостью. Термомеханическая граница литосферы и астеносферы определяется на основании реологии сухого оливина [76] в зависимости от давления и температуры, мы, вслед за [90], проводим эту границу по изотерме 1300°C . Мощность деплетированной мантии и литосферы существенно зависит от потенциальной температуры мантии, которая изменялась на протяжении истории Земли. Исследование частичного плавления перидотита с использованием параметров [54] показало, что обедненная

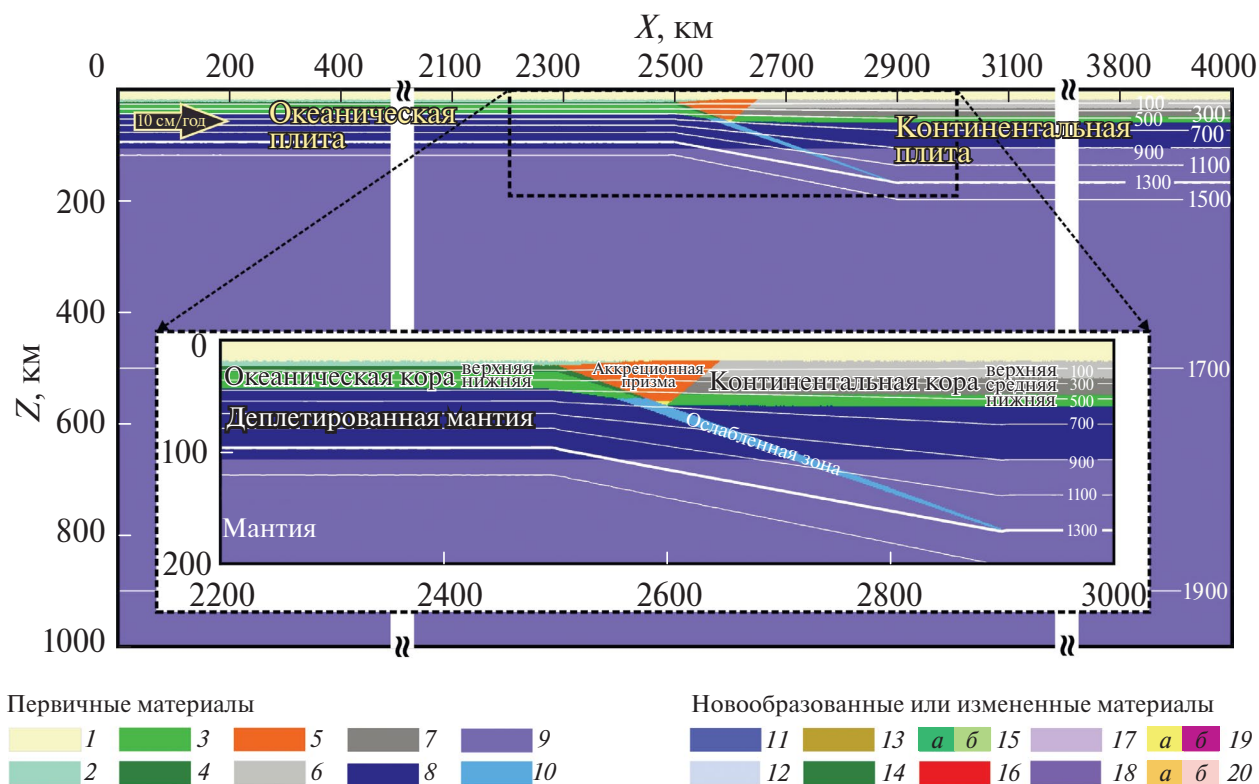


Рис. 3. Основные элементы и начальное состояние петролого-термохимической 2D модели.

Модель с добавочной температурой мантии $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ ($T_p = 1450^\circ\text{C}$), скоростью конвергенции $v = 10$ см/год, возраста океанической литосферы 40 млн лет и мощностью континентальной литосферы $H_L = 150$ км.

На врезке: конфигурация предварительно заданной зоны субдукции.

Выделено (контур штрих-линией): область, изображенная на врезке.

Обозначены изотермы: с интервалом 200°C (тонкие линии белым), граница термальной литосферы (жирная линия белым).

1 – воздух; 2 – вода; 3–4 – кора: 3 – нижняя океаническая и континентальная, 4 – верхняя океаническая; 5 – осадки; 6–7 – континентальная кора: 6 – верхняя, 7 – средняя; 8 – деплетированная мантия ($>20\%$); 9 – мантия; 10 – ослабленная зона; 11–12 – мантия: 11 – серпентинизированная, 12 – гидратированная; 13 – гранитоиды и кислые вулканы; 14 – базальты из сухой мантии; 15 – базальты: a – частично расплавленные, б – выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 – частично расплавленная мантия: 16 – сухая, 17 – гидратированная; 18 – релит от плавления гидратированной мантии; 19 – частично расплавленные: a – осадки, б – метабазиты; 20 – выплавка из: a – осадков, б – метабазитов

расплавом (деплетированная) мантия под океанической корой имеет толщину меньше, чем литосфера (т.е. деплетированная мантия находится внутри литосферы), если потенциальная температура мантии $T_p \leq 1400^\circ\text{C}$ (т.е. $\Delta T \leq 100^\circ\text{C}$), что соответствует условиям фанерозоя и неопротерозоя. При более высоких температурах мантии деплетированная мантия значительно превышает толщину литосферной мантии [73] и представляет собой обширную область положительно плавающей, тугоплавкой, горячей и маловязкой сухой подлитосферной мантии, которая может двигаться относительно независимо от погружающихся океанических плит и участвовать в создании килей континентов [71].

Начальные и граничные условия

Мы провели серию численных экспериментов, в которых варьировались следующие основные характеристики:

- параметры эклогитизации слоев океанической коры;
- потенциальная температура мантии;
- скорость конвергенции и мощность континентальной литосферы.

Это позволило представить большое разнообразие условий субдукции.

Потенциальная температура мантии (T_p) была задана равной 1300 (T_{modern}), 1450, 1500 и 1550°C (т.е. $\Delta T = T_p - T_{\text{modern}} = 0, 150, 200$ и 250°C),

что соответствует изменениям геодинамических условий — от современных до раннедокембрийских [48, 55, 56].

Океаническая геотерма определена по модели остывания плиты [90] с мощностью 95 км для возраста океанического дна 40 млн лет, континентальная — по кусочно-линейной модели. Рассмотрены два варианта мощности континентальной литосферы:

- $H_L = 80$ км;
- $H_L = 150$ км.

Постоянная горизонтальная скорость движения субдуцирующей океанической плиты задана в области, расположенной между 100 км и 1800 км по горизонтали и между подошвой океанической коры и изотермой 1300°C по вертикали.

Рассмотрены два варианта скорости конвергенции (см. рис. 3):

- 5 см/год;
- 10 см/год.

Ранее нами было показано, что из-за низкой вязкости астеносферы при повышенных потенциальных температурах мантии в раннем докембрии характерные скорости субдукции значительно возрастают, и поэтому скорости субдукции до 10 см/год являются обоснованными [69].

Для облегчения начала субдукции в области активной окраины задана ослабленная зона, имеющая угол наклона $\angle 20^\circ$, с реологией влажного оливина и пониженной прочностью [76] (см. Приложение: табл. П1). Основной характеристикой для нашего исследования являются параметры эклогитизации базальтов и габбро.

Мы принимаем, что современная океаническая кора имеет толщину 7 км и состоит из слоя гидротермально измененных базальтов (мощность 2 км), подстилаемого слоем габброидов (мощность 5 км) с реологией влажного кварцита и плагиоклаза [76], соответственно (см. Приложение 1: табл. П1). В серии проведенных нами экспериментов для моделирования субдукции в докембрийских условиях мощность океанической коры линейно увеличивалась от 20 км до 30 км при повышении потенциальной температуры мантии T_p от 1450 до 1550°C (при $\Delta T = 150\text{--}250^\circ\text{C}$).

Мантия представлена безводным перидотитом, который первоначально подвергается глубинному деплетированию в соответствии с потенциальной температурой мантии с использованием модели плавления [54]. Современные архейские щиты и платформы характеризуются континентальной

корой переменной мощности (32–55 км) со средним значением 43 км [78]. По геофизическим, петрологическим и геохимическим данным континентальная кора делится на две или три части: слои различной толщины, состава и степени метаморфизма [36, 78, 88, 96].

В нашем моделировании принимается, что континентальная кора мощностью 40 км состоит из трех слоев:

- верхняя кора (мощностью 15 км) кислого состава с реологией влажного кварцита;
- средняя кора (мощностью 15 км) кислого состава с реологией плагиоклаза;
- нижняя кора (мощностью 10 км) основного состава с реологией плагиоклаза.

В основном это соответствует переходу от гранит-зеленокаменных пород и гнейсов в верхней коре к базитам в нижней коре [79].

Все внешние границы модели являются свободными. Верхняя граница литосферы рассматривается как внутренняя свободная поверхность, которая эволюционирует с учетом эрозии и седиментации в соответствии с уравнением переноса Эйлера [26, 34, 84]. Максимальный уклон поверхности формирующейся осадочной призмы, что соответствует углу внутреннего трения, составляет $\varphi_{\max} = 35^\circ$ ($\text{tg}\varphi_{\max} = 0.7$).

Плотностная модель

В наших моделях основной движущей силой субдукции на начальных этапах является сила, определяющая принудительное движение океанической плиты, а затем возникают массовые силы, связанные с изменением плотности.

Плотность горных пород зависит от давления (P) и температуры (T) согласно уравнению

$$\rho_{P,T} = \rho_0 \cdot [1 - \alpha(T - T_0)] \cdot [1 + \beta(P - P_0)], \quad (1)$$

где ρ_0 — стандартная плотность при $P_0 = 0.1$ МПа и $T_0 = 298$ К, α — коэффициент теплового расширения; β — коэффициент барической сжимаемости (см. Приложение 1: табл. П1).

Изменение плотности перидотитов и метабазальтов/метагаббро — ключевых литологических образований, существенно влияющих на кинематику и стиль субдукции — рассматривались в соответствии с петрологической моделью [62].

Наша модель учитывает превращения оливина в вадслеит и рингвудит (шпинелевый переход), а затем — в бриджманит и перовскит (перовскитовый переход) в мантии [51, 53, 87].

В модели в базальтовой и габбровой коре учитываются изменения плотности за счет эклогитизации и образования стишовита и перовскита [62]. Перовскитовый переход в земной коре задан при таком же наклоне кривой Клапейрона, что и в мантии, но при более высоком (на 5 ГПа) давлении [62].

Дискретная модель эклогитизации

Эклогитизация субдуцирующей базальтовой и габбровой коры моделируется путем линейного увеличения плотности коры с давлением от 0% до +16% в P – T области между двумя экспериментально определенными фазовыми границами, маркирующими появление граната и разложение плагиоклаза в метабазите [52].

Фазовые границы корректируются на основе локального, зависящего от P – T условий, равновесного порового и минералогического содержания воды [26, 42]. Полная эклогитизация означает, что моделируемый метабазит состоит преимущественно из граната и омфациита и на 16% превышает по плотности базальт или габбро.

Кроме этой зависимости, в основном определяемой давлением, нами была реализована и детально протестирована *дискретная* модель эклогитизации, в которой предполагается различие ее температурных диапазонов для базальтового и габбрового слоев коры.

Ранее мы принимали [73], что эклогитизация пород базальтового слоя начинается при $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ (приблизительная низкотемпературная граница условий эклогитовой фации [97]) и завершается при $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$ при выходе из плагиоклазового P – T поля, в то время как замедленная эклогитизация в сухих породах габбрового слоя начиналась с $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и завершалась при $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$ [25].

В настоящей работе нами проведено тестирование широкого набора вариантов температурных диапазонов прохождения эклогитового преобразования:

- I – $T_{b1} = T_{g2} = 400^\circ\text{C}$ и $T_{g1} = T_{g2} = 600^\circ\text{C}$ (без дискретной эклогитизации, но с учетом кинетики перехода [70, 71]);
- II – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 450^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 600^\circ\text{C}$ (без учета кинетики);
- III – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$;
- IV – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 550^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 700^\circ\text{C}$;
- V – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$;

- VI – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$ (параметры референтной модели);
- VII – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 800^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 1000^\circ\text{C}$ (гипотетический вариант с завышенными температурами эклогитизации габбро).

Приведено графическое представление полей и параметров эклогитизации (рис. 4).

Таким образом, для каждого из 7-ми вариантов диапазонов температур эклогитизации для сухих и водных базитов нами рассмотрено:

- 4 варианта добавочной температуры мантии ΔT (0, 150, 200 и 250°C);
- 2 варианта скорости конвергенции v (5 и 10 см/год);
- 2 варианта мощности континентальной литосферы H_L (80 и 150 км).

Всего протестировано 112 моделей, развитие которых прослежено для периода ~20 млн лет. Представлены основные параметры экспериментальных 2D моделей (рис. 5).

Модель гидратации

В ходе развития модельной субдукции происходит выделение воды из погружающейся океанической коры вследствие реакций дегидратации и уплотнения [42, 84]. Мы предполагаем частичную гидратацию мантийного клина как следствие оттока флюидов, выделяющихся из водосодержащих пород погружающейся плиты [35, 68]. Чтобы учесть это, мы задаем 2 масс.% H_2O в качестве верхнего предела гидратации вещества мантийного клина.

Гидратированная мантия подразделяется на две части:

- верхняя (холодная, серпентинизированная);
- нижняя (теплая, гидратированная, но не серпентинизированная).

Стабильный минералогический состав и содержание воды в породах рассчитывались на основе минимизации свободной энергии в зависимости от давления и температуры из термодинамических данных [33, 40, 42].

Модель плавления

Плавление мантии и коры, а также извлечение расплава и подъем магм через границу кора–мантия и на поверхность реализованы упрощенно [95]. Согласно нашей модели, внедрение магмы в кору находится в балансе с производством и извлечением расплава из области ее источника в мантии. Расплав, извлекаемый из мантии, поднимается вверх и либо внедряется в земную кору в виде

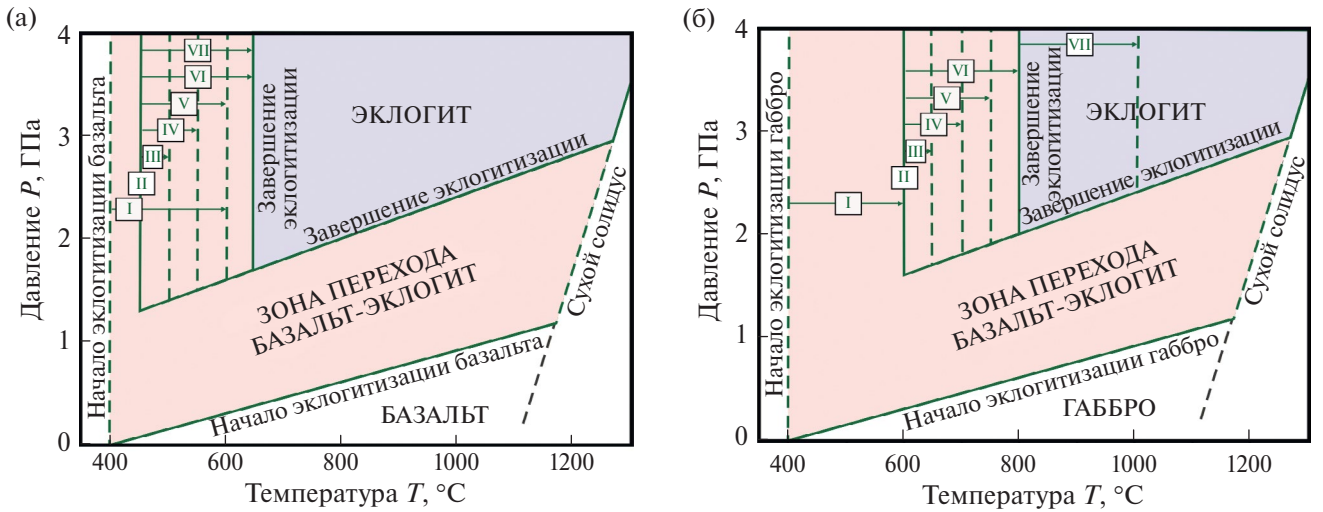


Рис. 4. P – T параметры эклогитизации слоев океанической коры.

(а)–(б) – поля эклогита, образовавшегося из: (а) – базальта; (б) – габбро.

Параметры эклогитизации: I – $T_{b1} = T_{g2} = 400^\circ\text{C}$ и $T_{g1} = T_{g2} = 600^\circ\text{C}$;

II – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 450^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 600^\circ\text{C}$;

III – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$;

IV – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 550^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 700^\circ\text{C}$;

V – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$;

VI – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$;

VII – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 800^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 1000^\circ\text{C}$.

Обозначено: границы параметров эклогитизации референтной модели (тонкие линии зеленым), остальных моделей (штрих-линии зеленым); диапазоны температур эклогитизации для разных моделей (стрелки).

горячих интрузий (плутонов), либо поднимается к поверхности в виде вулканитов в соотношении 70% / 30% [77, 95].

Одним из ключевых компонентов нашей численной модели является то, что она учитывает уменьшение плотности мантии, связанное с извлечением расплава. Стандартная плотность обедненной расплавом (деплетированной) мантии корректируется в соответствии со степенью истощения следующим образом [37]:

$$\rho_{0(\text{depl})} = \rho_0(1 - 0.04\Sigma_m M_{\text{ext}}), \quad (2)$$

где ρ_0 – стандартная плотность недеплетированной твердой мантии, $\rho_{0(\text{depl})}$ – плотность деплетированной твердой мантии, $\Sigma_m M_{\text{ext}}$ – степень извлечения расплава, изменяющаяся во времени.

Объемная степень плавления M_0 в частично расплавленных породах рассчитывается по [95]. Для мантии мы используем P – T – H_2O -зависимую модель плавления перидотита [54]. Для пород земной коры мы предполагаем, что степень как водного, так и сухого плавления является кусочно-линейной функцией T [43],

$$M_0 = \begin{cases} 0 & T < T_{\text{sol}} \\ \frac{T - T_{\text{sol}}}{T_{\text{liq}} - T_{\text{sol}}} & T_{\text{sol}} < T < T_{\text{liq}}, \\ 1 & T > T_{\text{liq}} \end{cases} \quad (3)$$

где T_{sol} – температура солидуса, T_{liq} – температура сухого ликвидуса при заданном давлении и составе породы (см. Приложение 1: табл. П1).

Эффект скрытой теплоты равновесного плавления/кристаллизации учитывается неявно путем введения эффективной теплоемкости ($C_{P,\text{eff}}$) и эффективного коэффициента теплового расширения (α_{eff}) частично расплавленного/закристаллизованного вещества [29],

$$C_{P,\text{eff}} = C_P + L \left(\frac{\partial M}{\partial T} \right)_{P=\text{const}}, \quad (4)$$

$$\alpha_{\text{eff}} = \alpha + \rho \frac{L}{T} \left(\frac{\partial M}{\partial P} \right)_{T=\text{const}}$$

где C_P – теплоемкость при постоянном давлении, α – коэффициент теплового расширения, L – скрытая теплота плавления.

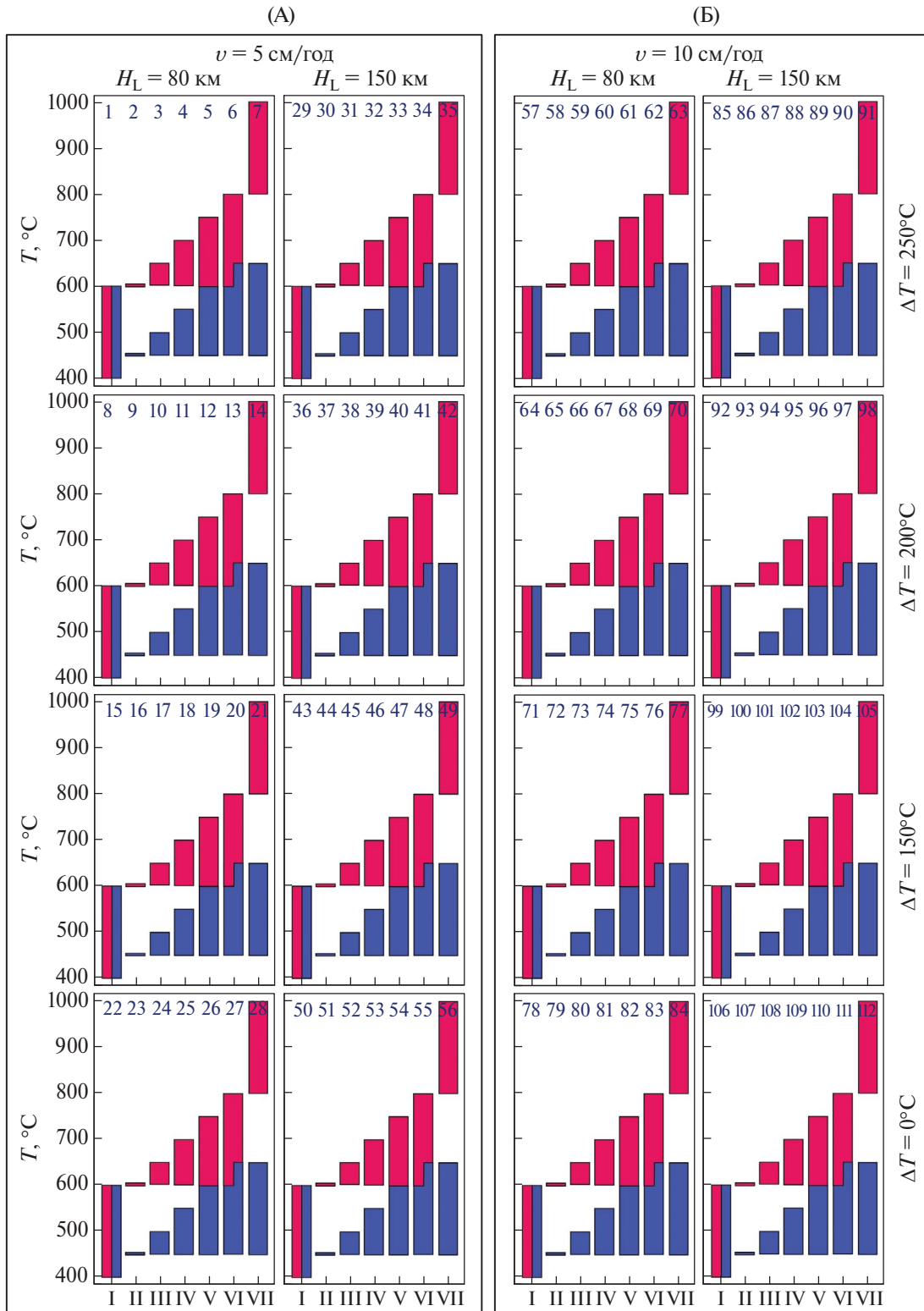


Рис. 5. Параметры численных экспериментов.

(А) – $v = 5$ см/год;

(Б) – $v = 10$ см/год.

Обозначено: номера экспериментов (арабские цифры); параметры эклогитизации (римские цифры); диапазоны эклогитизации (T , $^\circ\text{C}$): базальт (синий), габбро (красный); добавочная температура мантии (ΔT , $^\circ\text{C}$); скорость конвергенции (v , см/год); мощность континентальной литосферы (H_L , км).

Реологическая модель

Используется вязкопластическая реологическая модель, в которой вязкость при дислокационной ползучести зависит от скорости деформации, давления и температуры и определяется следующим образом [75]:

$$\eta_{\text{creep}} = (\dot{\epsilon}_{\text{II}})^{(1-n)/n} A_D^{-1/n} \exp\left(\frac{E + VP}{nRT}\right), \quad (5)$$

где $\dot{\epsilon}_{\text{II}} = \sqrt{1/2 \dot{\epsilon}_{ij} \dot{\epsilon}_{ij}}$ – квадратный корень из второго инварианта тензора скорости деформации, определяемые экспериментально параметры закона крипового течения – A_D – постоянная материала, E – энергия активации, V – объем активации, n – показатель степени напряжения (см. Приложение 1: табл. П1).

Критерий прочности Друкера-Прагера реализуется путем ограничения вязкости при ползучести следующим образом [76]:

$$\eta_{\text{creep}} \leq \frac{c + P\gamma}{2\dot{\epsilon}_{\text{II}}}, \quad (6)$$

где c – когезия (прочность при $P = 0$), γ – эффективный коэффициент внутреннего трения, учитывающий влияние содержания флюида и расплава, $\gamma = \gamma_{\text{dry}} \lambda_{\text{fluid}}$ и $\gamma = \gamma_{\text{dry}} \lambda_{\text{melt}}$, γ_{dry} – коэффициенты внутреннего трения сухих пород,

$$\lambda_{\text{fluid}} = 1 - \frac{P_{\text{fluid}}}{P_{\text{solid}}}, \lambda_{\text{melt}} = 1 - \frac{P_{\text{melt}}}{P_{\text{solid}}}. \quad (7)$$

Согласно этой реологической модели, давление порового флюида P_{fluid} и давление расплава P_{melt} снижают предел текучести σ_{yield} пород, содержащих флюид и/или расплав [42].

Как установлено в наших экспериментах, значения $\lambda_{\text{fluid}} = 0.3$ и $\lambda_{\text{melt}} = 0.3$ обеспечивают реалистичные объемы и составы (в базовом делении кислые/основные) дуговых вулканитов для современной субдукции. Наша реологическая модель также учитывает ослабление плиты на глубинах >200 км за счет постепенного уменьшения значения верхней границы вязкости с 10^{25} Па·с до 10^{22} Па·с в интервале глубин от 200 км до 400 км [71, 76]. Повышение вязкости при перовскитовом переходе в мантии не учитывалось.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведения описанной серии экспериментов нами выявлены три основных режима субдукции:

- крутая субдукция;
- пологая субдукция;
- режим переходной субдукции.

Выявленные режимы субдукции различаются по характеру погружения слэба в мантию и геометрии слэба, они реализуются при разных комбинациях модельных параметров. Особенности режимов субдукции продемонстрируем на примерах наиболее показательных моделей.

Крутая субдукция

Рассмотрим развитие крутой субдукции на примере модели № 83 из сета 112-ти экспериментальных моделей, для которой (см. рис. 4, см. рис. 5):

- $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ (современные условия);
- скорость конвергенции $v = 10$ см/год;
- мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;
- параметры эклогитизации, соответствующие варианту VI ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$).

Результаты экспериментального численного моделирования представлены на рисунке 6 и в Приложении 1: Анимация 1 (крутая субдукция).

На начальных этапах плита погружается до глубины 250–300 км под углом 30–45° (см. рис. 6, а, д). После 5 млн лет угол падения быстро увеличивается до субвертикального, а затем и вертикального (см. рис. 6, б, е). После 8 млн лет происходит выполаживание слэба в переходной зоне мантии, связанное с влиянием перовскитового фазового перехода на глубине около 660 км (см. рис. 6, в, ж).

Также представлена плотностная структура модели для этапа субвертикальной субдукции (см. рис. 6, в, врезка).

Показано увеличение плотности погружающейся океанической коры вследствие эклогитизации, а также влияние ее кинетической задержки, в результате которой верхний базальтовый слой уплотняется при меньших глубинах, чем нижний слой габбро (см. рис. 6, в, врезка).

Затем ~10 млн лет слэб изгибается и подворачивается, что в значительной мере связано с высокой скоростью его погружения (см. рис. 6, г, з). При этом субдукция в верхних 200 км незначительно выполаживается, но остается крутой. В моделях со скоростью конвергенции 5 см/год, слэб не подворачивается, а продолжает горизонтальное движение над нижней границей переходной зоны мантии.

Субдукция сопровождается кислым магматизмом (плутоническим и вулканическим), связанным с плавлением водонасыщенных осадков, затянутых погружающимся слэбом, который воспроизводит формирование батолитов и дацитовых/риолитовых вулканитов на современных активных окраинах [67] (см. рис. 6, а–в). Кроме того, вследствие выделения водного флюида из погружающейся океанической коры происходит гидратация мантийного клина и, как следствие, его частичное плавление, что приводит к развитию базальтового вулканизма (в небольшом объеме) (см. рис. 6, г).

Отметим, что крутая субдукция наблюдается не только в современных условиях, но и при повышенных температурах мантии, в зависимости от сочетания других параметров моделей.

Пологая субдукция

При повышенных температурах мантии ($\Delta T \geq 150^\circ\text{C}$) реализуется режим пологой субдукции.

Характерным примером может служить модель № 76 из сета 112-ти моделей, в которой (см. рис. 4, см. рис. 5):

- $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (докембрийские условия);
- скорость конвергенции $v = 10$ см/год;
- мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;
- параметры эклогитизации, соответствующие варианту VI ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$).

Результаты численного моделирования представлены на рисунке 7 и в Приложении 1: Анимация 2 (пологая субдукция).

В случае пологой субдукции, погружающийся слэб длительное время движется субгоризонтально, подстилая континентальную литосферу (см. рис. 7, а).

Пологая субдукция прерывается повторяющимися кратковременными (несколько миллионов лет) эпизодами, когда от плиты отрывается фрагмент с тяжелой эклогитизированной корой. Каждый такой эпизод движения плиты состоит из следующих трех стадий:

- отвисание эклогитизированной части плиты (см. рис. 7, б);
- субвертикальное погружение и отрыв части слэба (см. рис. 7, в, г);
- поднятие остатка неэклогитизированной вершины плиты и продолжение пологой субдукции (см. рис. 7, г).

В процессе отрыва эклогитизированной части слэба значительное влияние оказывает повышенная температура мантии, которая приводит к уменьшению вязкости и прочности субдуцирующей плиты, облегчая тем самым отрыв слэба. Пологое движение плиты между эпизодами отрыва утяжеленной части слэба в несколько раз превышает продолжительность каждого эпизода, что приводит к значительному (~1000 км) продвижению океанической плиты под континент.

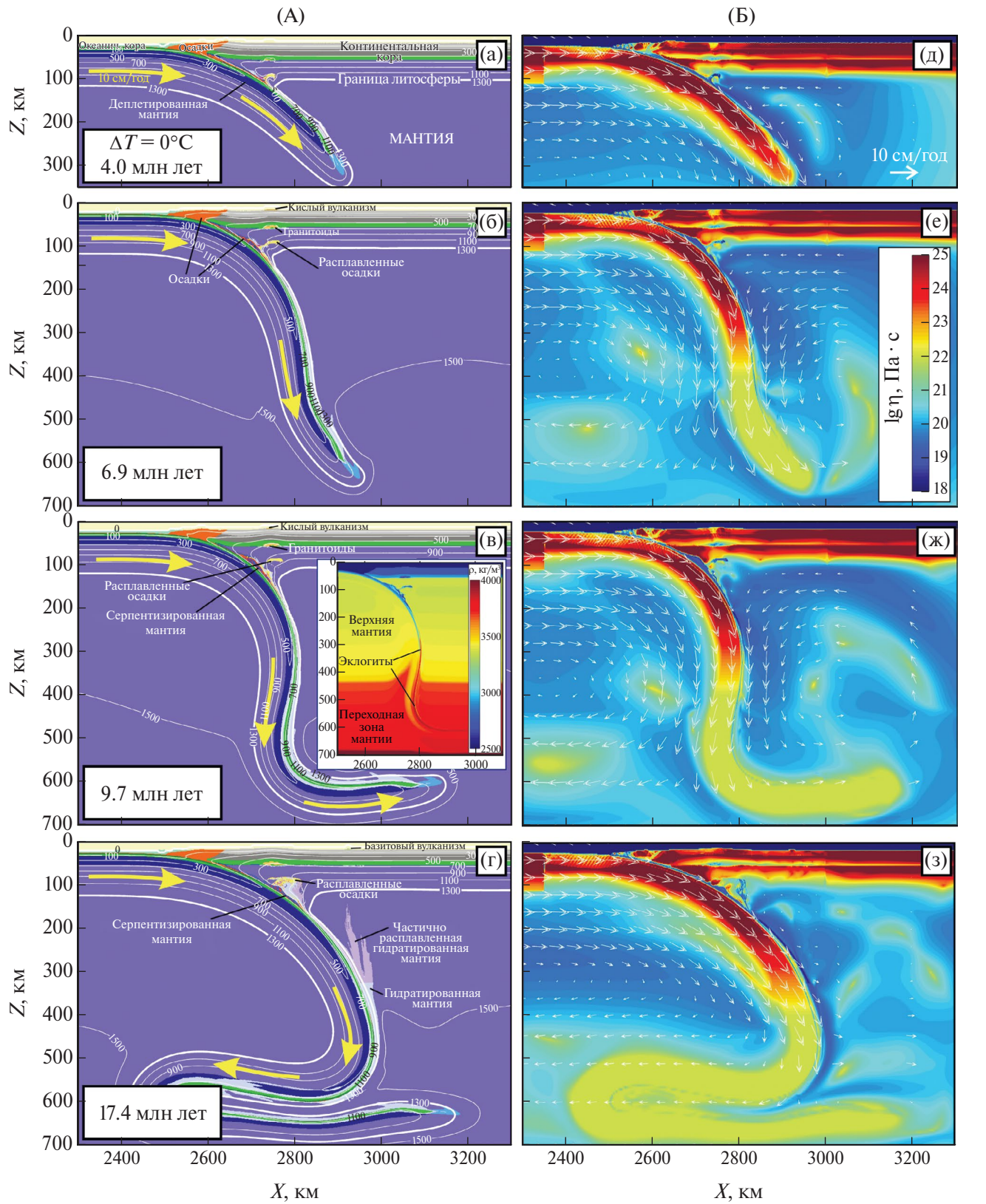
Первая стадия отвисания эклогитизированной части плиты сопровождается откатом субдуцирующей плиты не более чем на 100 км (см. рис. 7, б).

На второй стадии происходит субвертикальное погружение и отрыв эклогитизированной и поэтому отрицательно плавучей части слэба, что приводит к восстановлению конфигурации плиты за счет поднятия и распрямления ее неэклогитизированной части, причем плита имеет чашеобразную форму (см. рис. 7, в, г). Оторвавшиеся фрагменты слэба накапливаются над подошвой переходной зоны мантии (см. рис. 7, г).

На третьей стадии поднятия остатка неэклогитизированной вершины плиты и продолжения пологой субдукции циклично всплывающая оконечность плиты вступает во взаимодействие с глубинной частью континентальной литосферы. В ходе развития пологой субдукции происходит несколько таких циклов, в зависимости от параметров модели.

Метаморфические флюиды, выделяющиеся из субдуцирующей плиты при ее дегидратации, способствуют образованию в мантийном клине над изогнутой чашеобразной частью слэба крупномасштабных серпентинитовых меланжей (шириной в сотни км) с экзотическими блоками, состоящими из метаосадков и metabазитов (при более низких температурах), и/или области гидратированных перидотитов (при более высоких температурах) (см. рис. 7). Магматизм в моделях пологой субдукции развит слабо и наблюдается в основном в эпизодах отката и опускания слэба на расстоянии >500 км от желоба, тогда как промежутки пологой субдукции, как правило, магматизмом не сопровождаются (см. рис. 7, а–г).

Пологая субдукция наблюдается в моделях с повышенной температурой мантии и, следовательно, с утолщенной океанической корой, и, как правило, со значительным сдвигом параметров эклогитизации, но также зависит от других параметров модели.



Первичные материалы



Новообразованные или измененные материалы



Рис. 6. 2D модель развития крутой субдукции.

Модель № 83: $\Delta T = 0^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$. А — вещество: (а) — стадия пологого погружения слэба, (б) — увеличение угла падения слэба, (в) — крутое падение слэба в верхней мантии и выполаживание в переходной зоне мантии (на врезке — плотность, кг/м^3), (г) — подгибание слэба в переходной зоне;

Б — эффективная вязкость и поле скорости (стрелки): (д)–(з) соответствует (а)–(г), врезка на (е) — цветовая шкала вязкости в логарифмическом масштабе.

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия (>20%); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — релит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

Переходный режим субдукции

В большом количестве моделей субдукция развивается по особому сценарию, при котором по мере развития субдукционного процесса происходит изменение с пологой субдукции на крутую субдукцию. Слэб имеет характерную ступенчатую форму, при которой пологая верхняя и глубинные части соединены субвертикальным участком. Такую динамику мы назвали переходным режимом субдукции.

Рассмотрим модель № 73 из сета 112-ти моделей, параметры которой (см. рис. 4, см. рис. 5):

- $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (докембрийские условия);
- скорость конвергенции $v = 10$ см/год;
- мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;
- параметры эклогитизации, соответствующие варианту III ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$).

Результаты численного моделирования представлены на рисунке 8 и в Приложение 1: Анимация 3 (режим переходной субдукции).

Сначала погружающийся слэб перемещается субгоризонтально, подстилая континентальную плиту и продвигаясь на расстоянии сотен километров (см. рис. 8, а). Затем происходит отвисание передовой части слэба и его достаточно

быстрый (~1 млн лет) откат, за которым следует отрыв наиболее погруженной части, которая опускается к подошве переходной мантии (см. рис. 8, б, в).

Это похоже на развитие пологой субдукции, но после отрыва части слэба происходит некоторое поднятие его оставшейся передовой части в состоянии продолжения пологого движения. Однако затем, в отличие от пологой субдукции, вследствие эклогитизации происходит повторное отвисание и откат слэба, что приводит к продолжению его субвертикального погружения в переходную зону мантии (см. рис. 8, в).

Над подошвой переходной зоны слэб снова выполаживается, не теряя при этом сплошности и приобретая характерную ступенчатую форму (см. рис. 8, в).

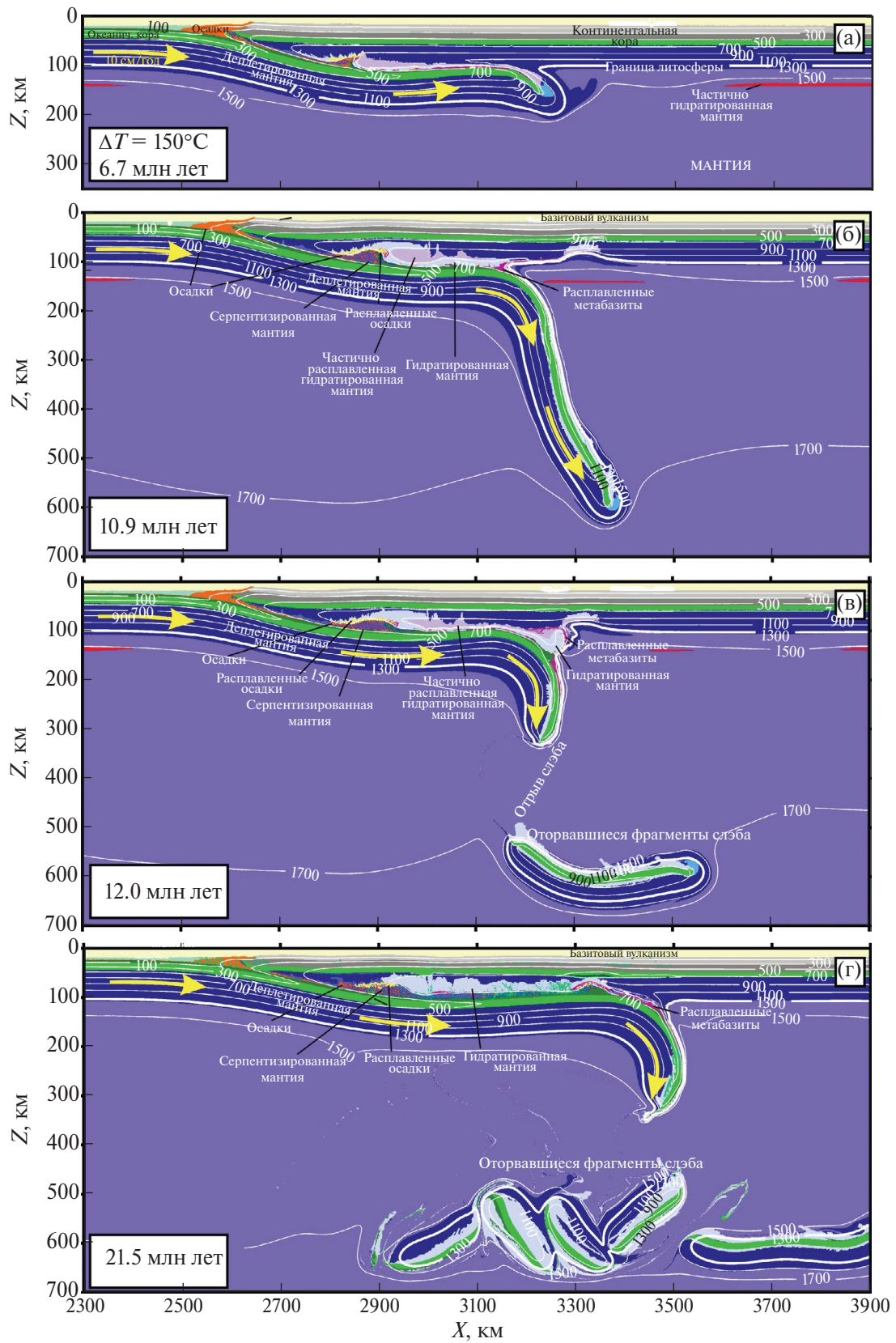
Затем, по мере развития субдукции, слэб подворачивается (см. рис. 8, г) — аналогичная динамика наблюдается и в других моделях со скоростью конвергенции 10 см/год из сета 112-ти моделей (см. рис. 5), или продолжает субгоризонтальное движение над границей переходной зоны мантии — в моделях со скоростью конвергенции 5 см/год из сета 112-ти моделей (см. рис. 5). Развитие на этой стадии схоже с динамикой крутой субдукции (см. рис. 6, в, г).

На начальной стадии, пока субдукция имеет пологий характер, за счет дегидратации океанической коры в мантийном клине формируются зоны серпентинитовых меланжей с экзотическими блоками, состоящими из метаосадков и метабазитов, и зона гидратированных перидотитов, однако их размер существенно меньше, чем размер аналогичных зон при пологой субдукции (см. рис. 8, а).

Над областью меланжа наблюдается небольшая область магматизма с формированием как кислого батолита в нижней континентальной коре, так и вулканизма на поверхности (см. рис. 8, а).

На стадии отвисания и отката слэба области гидратированной/серпентинизированной мантии значительно сокращаются в горизонтальном раз-
мере, над ними формируется еще одна небольшая зона магматизма (см. рис. 8, б–г).

Переходный режим субдукции, как и пологий, наблюдается в моделях с повышенной температурой мантии, не превышающей T_p моделей с пологой субдукцией, и существенно зависит как от характеристик эклогитизации, так и от других параметров модели.



Первичные материалы



Новообразованные или измененные материалы



Рис. 7. 2D модель развития пологой субдукции.

Модель № 76: $\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$.

(а) — начало пологой субдукции;

(б) — подкоровый откат и крутое падение передовой части слэба;

(в) — отрыв крутопадающей части слэба и восстановление пологой субдукции;

(г) — продолжение пологой субдукции с периодическими отрывами части слэба.

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия (>20%); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — рстит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

ВЛИЯНИЕ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ НА СТИЛЬ СУБДУКЦИИ

Влияние параметров эклогитизации

Рассмотрим влияние параметров эклогитизации на стиль субдукции на примере серии моделей №№ 71–76, в которых $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (докембрийские условия):

— скорость конвергенции $v = 10$ см/год;

— мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км.

Параметры дискретной эклогитизации тут варьируют в соответствии с вариантами I–VII — от варианта II с отсутствием кинетики к варианту VI со значительным кинетическим диапазоном и даже к варианту VII с завышенным кинетическим диапазоном, а также без дискретности, но с учетом кинетики варианта I (см. рис. 4, 5).

Результаты моделирования показали систематическое изменение стиля и характеристик субдукции в зависимости от параметров эклогитизации (рис. 9).

Для модели № 71 (вариант I — отсутствует дискретная эклогитизация) субдукция имеет выраженный крутой характер, несмотря на докембрийские условия и повышенные мощности океанической коры и деплетированной мантии. После начального этапа (около 7 млн лет) субдукции под небольшими $\angle 20^\circ$ – 30° углами падения происходит откат слэба и резкое увеличение крутизны суб-

дукции. Затем слэб достигает переходной зоны мантии, там выполаживается, а потом подгибается под себя. Формируются зоны кислого магматизма (батолиты в нижней континентальной коре и вулканические области на поверхности) (см. рис. 9, а). Этот сценарий аналогичен современной крутой субдукции с поправкой на большую температуру мантии, большую мощность океанической коры и деплетированной мантии (см. рис. 6).

Для моделей №№ 72–75 (эклогитизация по вариантам II–IV) проявляется переходный стиль субдукции, при этом отдельные особенности различаются в зависимости от величины кинетического сдвига.

Этапы субдукции в модели № 72 (вариант эклогитизации II) и модели № 73 (вариант эклогитизации III, аналогичны и соответствуют этапам переходного режима субдукции, при которых происходит погружение слэба под небольшим углом в течение ~7 млн лет, затем слэб откатывается, угол падения увеличивается до погружения передовой части слэба в переходную зону мантии и выполаживания над ее подошвой, затем слэб подгибается под себя (см. рис. 8, в, г; см. рис. 9, б).

В моделях № 72 и № 73 пологий фрагмент плиты в верхней мантии имеет небольшую протяженность ~300–400 км (см. рис. 8, б, в; см. рис. 9, б). При этом в модели № 72 отсутствует отрыв части слэба, в то время как в модели № 73 происходит однократный отрыв (см. рис. 8, б, в; см. рис. 9, б).

Динамика модели № 74 (вариант эклогитизации IV) и № 75 (вариант эклогитизации V) сходны между собой. Для них характерна большая протяженность пологой части слэба, имеющей чашеобразную форму, в субконтинентальной верхней мантии ~800–900 км, а также неоднократные отрывы погружающейся части слэба — три отрыва слэба для модели № 74 и четыре для модели № 75, до установления вертикально падения субдукции в интервале глубин 200–600 км.

При дальнейшем развитии моделей № 74 и № 75 слэб подворачивается под себя. Для этих моделей характерно также формирование в мантийном клине над изогнутой чашеобразной частью слэба крупномасштабных серпентинитовых меланжей (шириной в сотни км) с экзотическими блоками, состоящими из метаосадков и метабазитов и области гидратированных перидотитов, аналогично тому, как это наблюдается для модели пологой субдукции (см. рис. 7). Над этой зоной после 17 млн лет формируется область базитового магматизма с интрузиями в континентальной коре.



Рис. 8. 2D модель переходного режима субдукции.

Модель № 73: $\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$).

(а) — стадия пологого погружения;

(б) — подкоровый откат и крутое падение передовой части слэба;

(в) — отрыв части слэба и продолжение крутого погружения;

(г) — подгибание слэба в переходной зоне.

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия ($>20\%$); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — релит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

Модель № 76, эклогитизация в которой задается по варианту VI, т.е. с еще большим сдвигом ее диапазонов для сухих и водонасыщенных базитов, демонстрирует пологое поведение (см. рис. 7, см. 9, в).

Модель № 76 включает пять эпизодов отрыва передовой части слэба и восстановления пологого движения на протяжении 21 млн лет (см. рис. 7, г). Представленная плотностная структура модели № 76 показывает влияние эклогитизации, а также эффект ее кинетической задержки (см. рис. 9, врезка).

Модель № 77, в которой эклогитизация задается по варианту VII с повышенными температурами для габброидов, демонстрирует пологое пододвигание океанической плиты под континентальную на протяжении 13 млн лет на расстояние ~ 1300 км. После чего происходит отвисание и отрыв передовой части слэба, восстановление пологого положения и повторное его отвисание. При субгоризонтальном движении через ~ 8 млн лет передовая часть слэба всплывает почти до подошвы континентальной коры, затем снова опускается на глубину подошвы литосферы, продолжая пододвигаться под континент. Такое поведение слэба является следствием сильно задержанной эклогитизации, что приводит к ее положительной плавучести на этом этапе.

В результате формируются два чашеобразных изгиба океанической плиты под континентальной плитой:

— в левом изгибе формируются серпентинитовые меланжи (шириной ~ 300 км) с блоками метасадков и метабазитов и область гидратированных перидотитов, аналогично моделям №№ 74–76;

— в правом изгибе формировалась только область гидратированных перидотитов.

Выявлены следующие закономерности, связанные с увеличением кинетического сдвига эклогитизации:

— систематическое уменьшение крутизны погружения слэба — от крутого к переходному и затем к пологому типу (для моделей с повышенной температурой мантии $\Delta T = 150\text{--}250^\circ\text{C}$);

— увеличение продолжительности начальной пологой фазы субдукции и длины субгоризонтального участка слэба (для переходного и пологого типов);

— увеличение размеров области серпентинитовых меланжей с метасадками и метабазитами и области гидратированных перидотитов в мантийном клине;

— увеличение количества отрывов передовой части слэба, в ходе которых от плиты отрываюся эклогитизированные утяжеленные части (кроме варианта VII с завышенным кинетическим диапазоном эклогитизации габбро).

Следовательно, параметры эклогитизации оказывают ключевое влияние на стиль субдукции.

Влияние потенциальной температуры мантии, скорости конвергенции и мощности континентальной литосферы

Основные эффекты развития субдукции связаны с влиянием параметров потенциальной температуры мантии, скорости конвергенции и мощности континентальной литосферы, и результаты, представленные в настоящей работе, подтверждают и позволяют расширить полученные нами ранее [73] выводы за счет более широкого диапазона параметров эклогитизации.

Влияние потенциальной температуры мантии, т.е. добавочной температуры ΔT , на примере моделей демонстрирует (рис. 10):

— скорость конвергенции $v = 10$ см/год;

— мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;

— параметры эклогитизации по варианту V ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$).

Обобщено влияние всех рассмотренных параметров на стиль субдукции при разных вариантах эклогитизации (рис. 11, рис. 12).

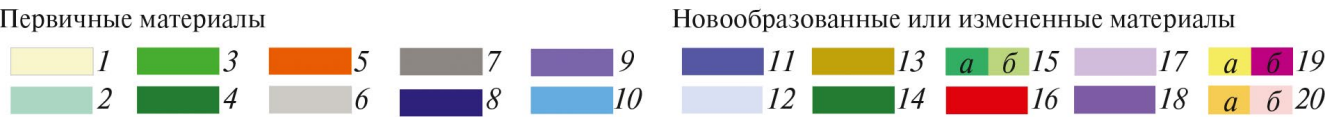
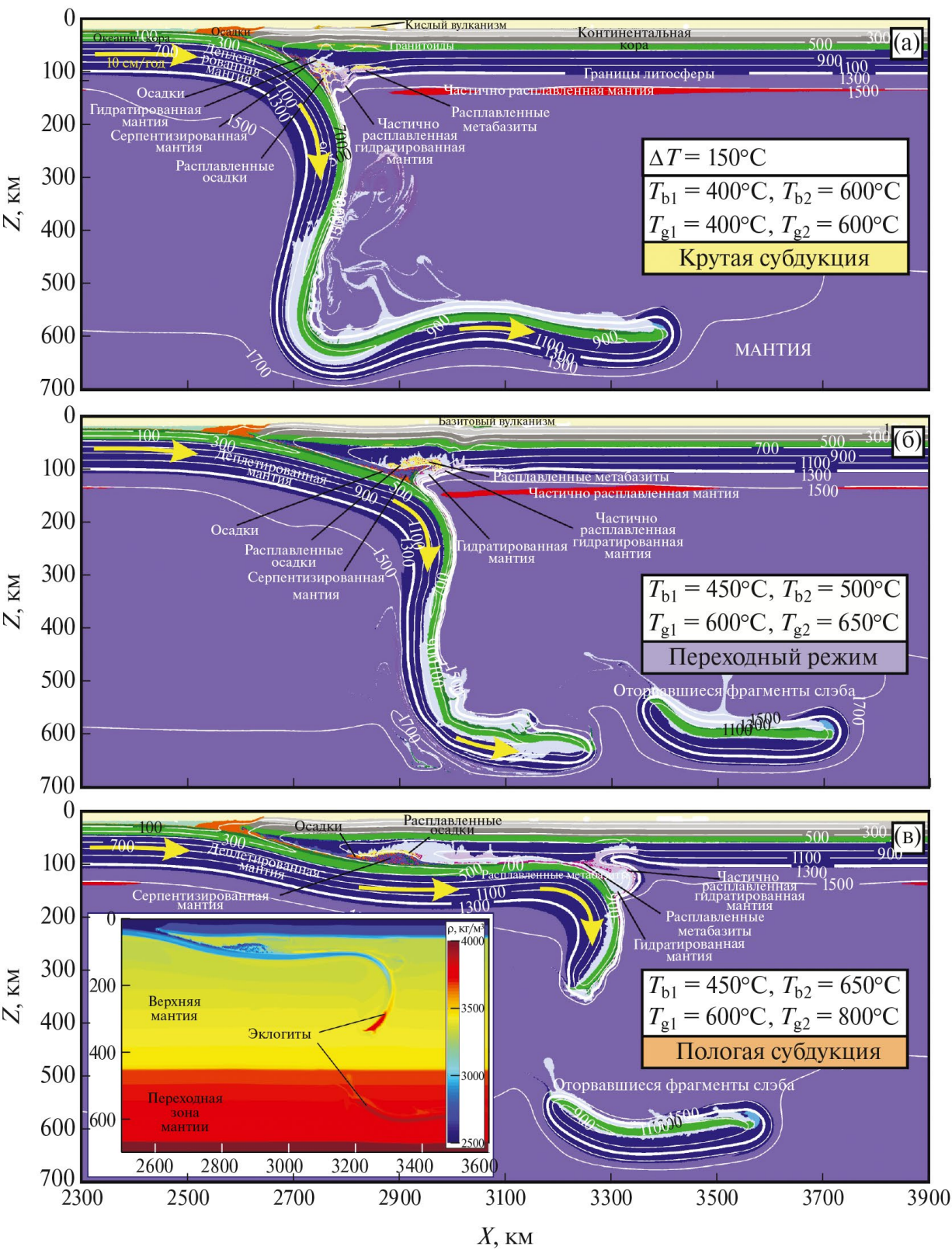


Рис. 9. Результат влияния параметров эклогитизации базитовой океанической коры на стиль субдукции.

(а)–(в) – модели № 71, № 73 и № 76 ($\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км) эклогитизации по вариантам эклогитизации: (а) – вариант I (модель № 71, крутая субдукция, 13.3 млн лет),

(б) – вариант III (модель № 73, переходный режим субдукции, 13.8 млн лет),

(в) – вариант VI (модель № 76, пологая субдукция, 12.7 млн лет).

На врезке: плотность вещества (кг/м³).

1 – воздух; 2 – вода; 3–4 – кора: 3 – нижняя океаническая и континентальная, 4 – верхняя океаническая; 5 – осадки; 6–7 – континентальная кора: 6 – верхняя, 7 – средняя; 8 – деплетированная мантия (>20%); 9 – мантия; 10 – ослабленная зона; 11–12 – мантия: 11 – серпентинизированная, 12 – гидратированная; 13 – гранитоиды и кислые вулканы;

14 – базальты из сухой мантии; 15 – базальты: а – частично расплавленные, б – выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 – частично расплавленная мантия: 16 – сухая, 17 – гидратированная; 18 – рестит от плавления гидратированной мантии; 19 – частично расплавленные: а – осадки, б – метабазиты; 20 – выплавка из: а – осадков, б – метабазитов

Потенциальная температура мантии. Для моделей современных геодинамических обстановок ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) при всех значениях других параметров субдукция идет под большими углами (см. рис. 10, а; см. рис. 11, нижний ряд; см. рис. 12).

Крутая субдукция реализуется также при эклогитизации по варианту I при более высокой температуре мантии:

$\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (модели №№ 8, 43, 71, 99) и $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (модели № 8 и № 36), что связано с отсутствием в этих моделях эффекта дискретной эклогитизации (см. рис. 11, см. рис. 12).

Крутая субдукция при $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (модель № 71) и $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ аналогична современной крутой субдукции, хотя отличается от нее более пологим падением слэба на начальном этапе (см. рис. 6; см. рис. 9, а). Кроме того, крутая субдукция проявляется также в моделях с $\Delta T = 250^\circ\text{C}$ и мощностью континентальной литосферы $H_L = 150$ км, в которых субдукция имеет специфический крутой характер.

Переходный режим субдукции проявляется только в моделях с повышенной температурой мантии при:

$\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам II–VI);

$\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам II–V);

$\Delta T = 250^\circ\text{C}$ (эклогитизация по варианту I).

Пологая субдукция также наблюдается в моделях с повышенной температурой мантии при:

$\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам VI–VII);

$\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам IV–VII);

$\Delta T = 250^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам II–VII).

Таким образом, потенциальная температура мантии также является одним из ключевых факторов, определяющих стиль субдукции. По мере увеличения потенциальной температуры мантии T_p , т.е. увеличения добавочной температуры ΔT , при одинаковых прочих параметрах модели субдукции наблюдается тренд, направленный от более крутого к более пологому характеру погружения океанической плиты (см. рис. 11, см. рис. 12). Такая тенденция связана с увеличением мощности слоя деплетированной мантии, что повышает плавучесть слэба и способствует реализации пологого или переходного режима субдукции.

Мощность континентальной литосферы. Увеличение мощности континентальной литосферы H_L от 80 до 150 км способствует реализации более крутых режимов субдукции. Особенно наглядно это проявляется для моделей со скоростью конвергенции $v = 10$ см/год, для которых при $H_L = 150$ км режим пологой субдукции практически не реализуется (только для VII варианта эклогитизации с завышенным диапазоном температур для габбро).

Полагаем, что такая тенденция связана с тем, что при субдукции под более мощную литосферу океанический слэб вынужденно погружается на большую глубину, вследствие чего океаническая кора попадает в P – T условия прохождения эклогитовых преобразований и утяжеляется, что способствует более крутому погружению.

Особо следует выделить модели с добавочной температурой мантии $\Delta T = 250^\circ\text{C}$ и эклогитизацией по вариантам II–VII. В этом случае субдуцирующая под более мощную континентальную литосферу океаническая плита погружается субвертикально, а частые отрывы слэба не оставляют объема относительно плавучей деплетированной мантии, достаточной для перехода в пологий режим. Таким образом, в этом случае реализуется особый режим эпизодической крутой субдукции.

Скорость конвергенции. Влияние скорости конвергенции на стиль субдукции выражено неявно и проявляется вместе с влиянием мощности литосферы. Для повышенной температуры мантии $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ при мощности литосферы $H_L = 80$ км увеличение скорости

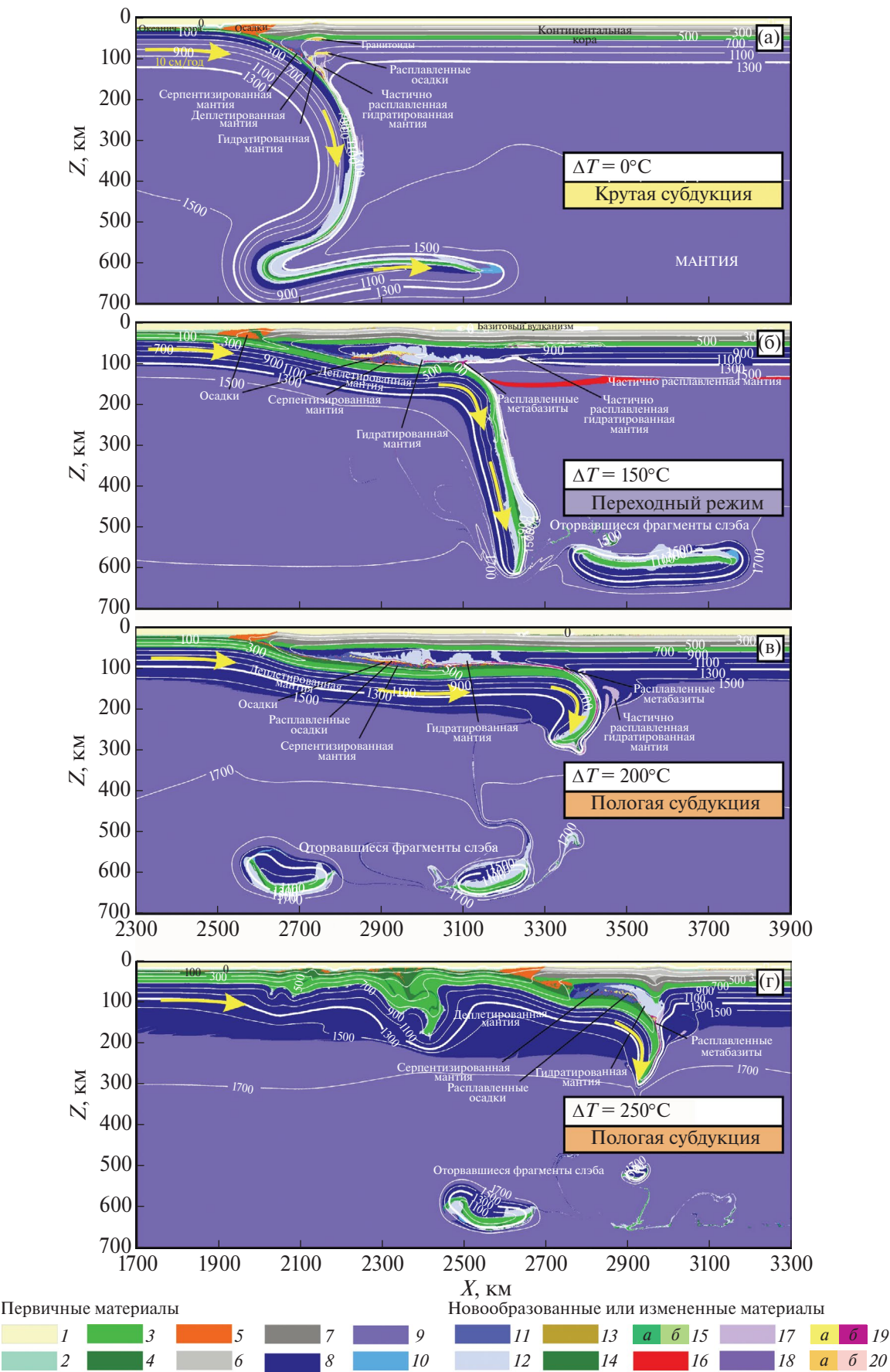


Рис. 10. Результат влияния добавочной температуры мантии ΔT на стиль субдукции.

Модели № 61, № 68, № 75 и № 82: $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, параметры эклогитизации по варианту V ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$).

(а) — $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ (модель № 82, крутая субдукция, 13.6 млн лет);

(б) — $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (модель № 75, переходный режим, 13.8 млн лет);

(в) — $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (модель № 68, пологая субдукция, 13.4 млн лет);

(г) — $\Delta T = 250^\circ\text{C}$ (модель № 61, пологая субдукция, внутрислитная деформация, 13.1 млн лет). Модели расположены в порядке увеличения ΔT .

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия ($>20\%$); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — рстит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

с 5 до 10 см/год и способствует реализации более пологих режимов субдукции, а при $H_L = 150$ км тенденцию выделить не удастся. Стиль субдукции для моделей с горячей мантии ($\Delta T = 250^\circ\text{C}$) от скорости не зависит.

Для современных условий ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) погружающийся слэб имеет крутое падение во всем диапазоне исследованных значений других параметров, однако скорость конвергенции влияет на некоторые особенности субдукции. При $v = 5$ см/год после 10 млн лет происходит откат зоны субдукции и формирование задугового бассейна и выполаживание слэба в переходной зоне мантии без подгибания. При $v = 10$ см/год откат слэба не происходит и задуговый бассейн не формируется, но слэб после выполаживания в переходной мантии подгибается под себя, что сопровождается незначительным выполаживанием субдукции в верхних 200 км (см. рис. 6, г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пологое погружение слэбов имеет ограниченное распространение в современных зонах субдукции [44, 45, 57]. Возникновение этого режима при современной температуре мантии может осуществляться за счет единичного или

комплексного воздействия следующих механизмов [41, 45, 71, 84, 91–93]:

- надвигание вышележащей плиты;
- субдукция океанического плато;
- кинетическая задержка перехода базальта (габбро) в эклогит в погружающейся океанической плите.

Режим пологой субдукции был успешно воспроизведен с использованием этих механизмов при численном моделировании субдукции под континент при современной температуре мантии [93]. Однако в этих моделях при повышенных температурах мантии ($\Delta T = 75\text{--}300^\circ\text{C}$) пологая субдукция не воспроизводилась, поэтому предполагалось, что маловероятно осуществление такого режима в докембрии [92, 93].

В нашем моделировании не использовались эффекты, вызванные встречным движением плит и погружением океанического плато, а кинетическая задержка эклогитизации задавалась не единой для всей океанической коры, а дискретно для ее магматических слоев. В итоге были получены строго противоположные результаты. В частности, для раннедокембрийских условий с повышенной температурой мантии были установлены широкие диапазоны параметров дискретной эклогитизации, мощности континентальной литосферы и скоростей конвергенции, при которых может реализовываться режим пологой субдукции (см. рис. 11, см. рис. 12).

Для современных условий ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) режим пологой субдукции не реализуется ни при каких прочих параметрах моделей, включая гипотетический режим VII с завышенным порогом кинетической задержки эклогитизации (см. рис. 11, см. рис. 12).

В этом случае влияние задержанной эклогитизации на формирование отрицательной плавучести хотя и имеется, но оно невелико из-за небольшой толщины океанической коры. Более того, для современных условий мощность деплетированной океанической мантии небольшая и степень ее деплетирования невысока, и, следовательно, ее плавучесть также незначительно влияет на баланс сил. Эти факторы в основном и определяют режим крутой и глубокой субдукции в наших численных экспериментах.

Таким образом, полагаем, что эклогитизация не имеет решающего влияния на современную пологую субдукцию (см. рис. 1). Существенным фактором для реализации подобного режима субдукции может являться встречное движение континентальной плиты, а также влияние конвективных течений в верхней мантии, взаимодей-

ствующих с литосферными плитами — эти факторы необходимо учитывать при моделировании субдукции.

В наших моделях движущей силой субдукции на начальных этапах является заданное движение океанической плиты, которая моделирует силу отталкивания от хребта.

Затем по мере развития субдукции и погружения океанической плиты в мантию возникают силы затягивания, определяемые отрицательной плавучестью, на которую влияют:

- инверсия плотности в слэбе из-за его термальной структуры (слэб более холодный и, следовательно, более плотный, чем верхняя мантия);
- эклогитизация океанической коры по мере погружения на глубину более 60–70 км (см. рис. 2, см. рис. 4);
- фазовые переходы (оливин—вадслеит—рингвудит) в перидотитах мантии.

Препятствует погружению наличие деплетированной литосферной мантии, которая обладает относительной положительной плавучестью, а также перовскитовый переход на границе с нижней мантией.

Повышение потенциальной температуры мантии приводит не только к увеличению мощности и степени деплетированности относительно легкой деплетированной мантии, что препятствует погружению слэба и способствует пологой субдукции, но и ведет к увеличению мощности магматических слоев океанической коры [71, 73]. Последний фактор увеличивает вклад в положительную плавучесть слэбов до начала эклогитизации, но при этом создает отрицательную плавучесть, способствуя крутой субдукции по мере развития эклогитизации при дальнейшем погружении в мантию.

Поскольку единая кинетическая задержка эклогитизации для слоев океанической коры не приводит к пологой субдукции, ключевым фактором режима субдукции в наших моделях является именно дискретная эклогитизация океанической коры, в зависимости от параметров которой преобладает одна или другая тенденция [71, 73].

Выявленные закономерности связаны с систематическим изменением влияния дискретной эклогитизации на формирование отрицательной плавучести погружающегося слэба (см. рис. 9, см. рис. 11, см. рис. 12).

Увеличение кинетического сдвига эклогитизации приводит к задержке эклогитового перехода по мере нагревания вещества океанической коры

при ее погружении. Это сдерживает формирование области отрицательной плавучести в слэбе и тем самым несколько уменьшает действие затягивающих сил, способствуя более пологому погружению.

В случае повышенной потенциальной температуры мантии ($\Delta T = 150\text{--}250^\circ\text{C}$) прочность слэба снижается, что способствует отрыву его передовой части. Отрыв и погружение тяжелой эклогитизированной области приводит к восстановлению пологого движения океанической плиты под континент.

Субдукцию можно рассматривать как нелинейную *динамическую систему* [12]. Подобные системы широко распространены в геологии, яркими примерами их проявлений являются глобальная конвекция в мантии, землетрясения, вулканизм, гейзеры и т.д. [1, 6, 17, 18, 89]. В таких системах в зависимости от значений управляющих параметров возможны разные стили поведения и развития процесса во времени, в том числе автоколебания, как периодические, так и непериодические и даже хаотические [12].

С этой точки зрения поступление материала океанической плиты — источник возмущения в системе субдукции. Силы затягивания разного происхождения стремятся привести субдукцию к крутому типу, а силы, препятствующие погружению, стремятся ее привести к пологому типу субдукции.

Распределение сил положительной и отрицательной плавучести при их соразмерности гипотетически создает возможность реализации квазипериодического автоколебательного режима в определенных диапазонах значений управляющих параметров, начальных и граничных условий. В таком автоколебательном режиме утяжеление слэба играет роль положительной обратной связи — плита утяжеляется по мере погружения, ускоряя тем самым это погружение, а отрыв эклогитизированной оконечности слэба — роль отрицательной обратной связи, возвращающей систему в состояние, близкое исходному.

В теории динамических систем три основных режима субдукции, выделенных нами, могут рассматриваться как аттракторы — притягивающие режимы, к которым стремится динамика системы [12]:

- крутая субдукция — это режим без автоколебаний;
- пологая субдукции — режим с квазипериодическими автоколебаниями;

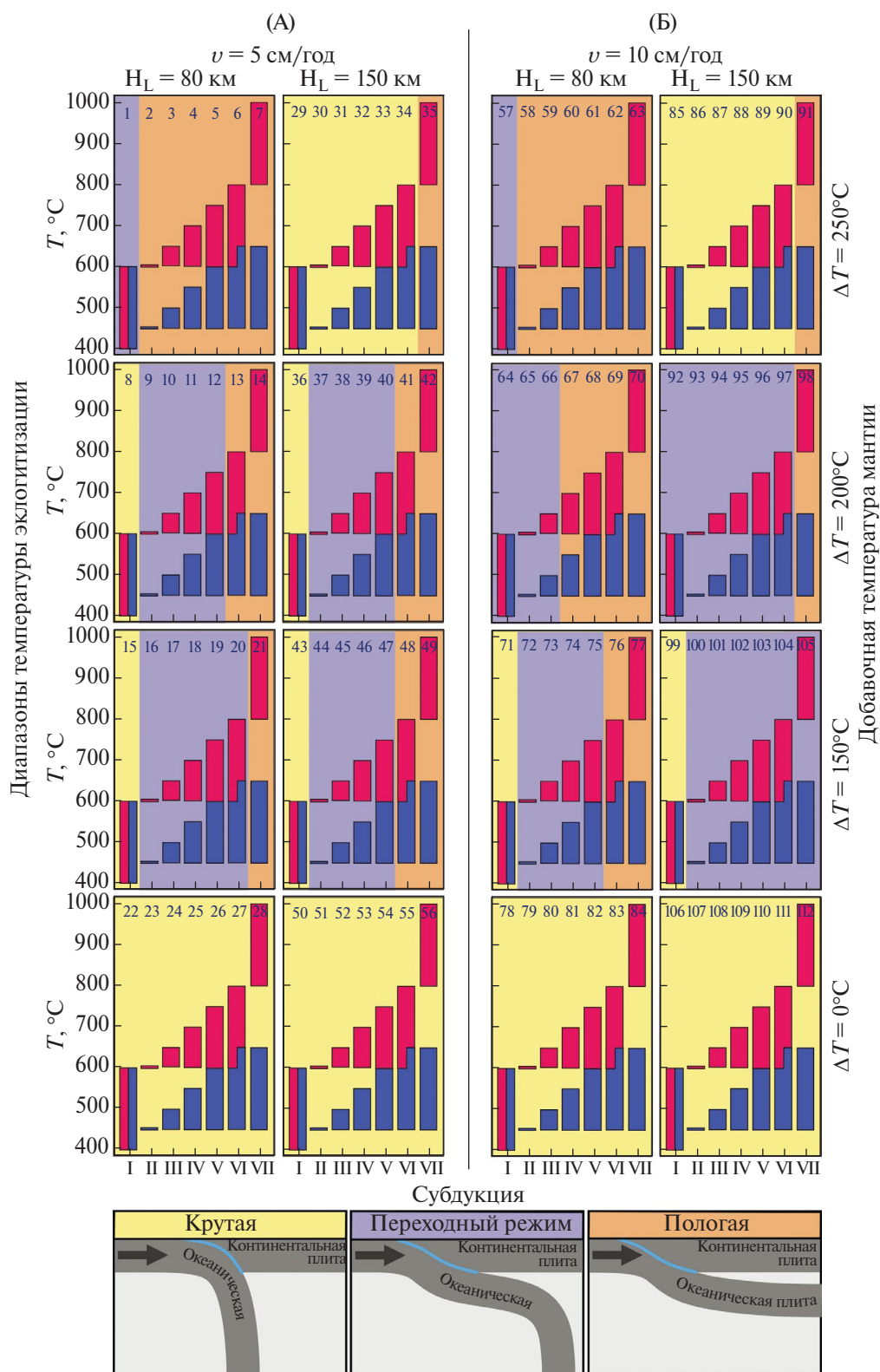


Рис. 11. Обобщение результатов численного 2D моделирования при разных исходных параметрах.

(А) – $v = 5$ см/год;

(Б) – $v = 10$ см/год.

Обозначено: номера экспериментов (арабские цифры); параметры эклогитизации (римские цифры); диапазоны эклогитизации (T , °C): базальт (синий), габбро (красный); добавочная температура мантии (ΔT , °C); скорость конвергенции (v , см/год); мощность континентальной литосферы (H_L , км).

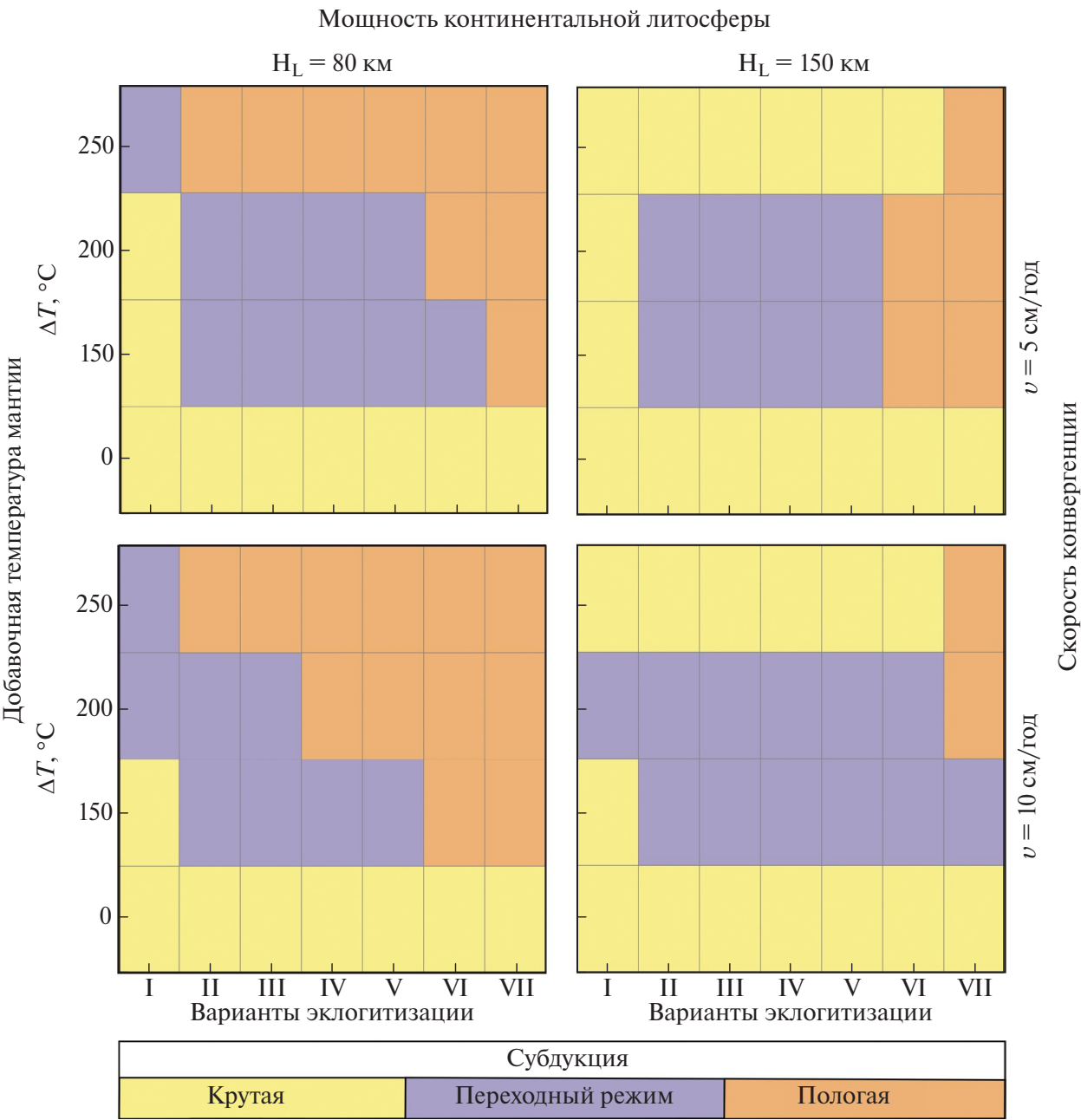


Рис. 12. Схема стилей субдукции в зависимости от управляющих параметров всех рассмотренных моделей.

— переходный режим, который начинается как пологий — автоколебательный, но затем после нескольких циклов приходит к режиму с более крутым падением без автоколебаний.

Приведенная бифуркационная диаграмма обобщает реализацию исследуемых режимов субдукции в зависимости от управляющих параметров, которыми здесь являются параметры эклогитизации, T_p , H_L , v [12] (см. рис. 12).

В последние годы появляется все больше геологических и геохимических свидетельств прояв-

ления плейтектонических процессов на Земле, по крайней мере, начиная с неогена [28, 50, 98, 99]. Однако режим субдукции в раннем докембрии остается неясным. Различные научные школы в своих исследованиях как полностью отрицают наличие субдукции в это время — так называемый предсубдукционный режим [84, 92], — так и предлагают разные режимы такие, как [38, 39]:

- односторонняя субдукция, сходная с современной;

- двусторонняя субдукция;
- пологая субдукция.

Несмотря на отсутствие модельных доказательств, пологую субдукцию в раннем докембрии нередко используют для объяснения образования кислой континентальной коры, спекцификой которой являются гранитоиды ТТГ формации за счет малоглубинного частичного плавления метабазитов в слэбе [23, 30, 61, 64, 66, 85, 91, 94]. При этом отмечается, что при магмагенерации в современных зонах с пологой субдукцией выявляется большее участие пород мантийного клина, чем при древней субдукции.

Результаты нашего моделирования показали, что образование выплавленных из слэба кислых магм в обстановке докембрийской субдукции под континент возможно только на большом удалении (сотни километров от желоба) от слэба и во время кратковременных эпизодов, когда передовая часть слэба под действием эклогитизации отгибается вниз и отрывается (см. рис. 7, см. рис. 8, см. рис. 9).

Субдукционный канал во время пологой субдукции подвергается интенсивной гидратации с образованием масштабных на сотни километров в ширину и десятки километров в глубину серпентинитовых меланжей, которые при последующей дегидратации могли являться источниками водного флюида при высокоградном метаморфизме [73, 80].

ВЫВОДЫ

1. Проведенное нами численное геодинамическое 2D моделирование субдукции в зоне перехода океан—континент показало, что дискретная эклогитизация базальтового и габброидного слэбов океанической коры совместно с деплетированной мантией являлась ключевым процессом в создании режима пологой субдукции в раннем докембрии при повышенных температурах мантии ($\Delta T > 150^\circ\text{C}$). Согласно моделям, пологая субдукция под континентом в раннем докембрии сопровождалась только эпизодическим магматизмом (от основного до кислого), связанным с провисанием и отрывом передовой части слэба. Другой характерной особенностью пологой субдукции является развитие мощной толщи серпентинизированных перидотитов в малоглубинном, но широко мантийном клине, которые являются потенциальными источниками водного флюида при распаде серпентина.

2. Установлено, что скорость конвергенции незначительно влияет на режим пологой субдукции

в раннем докембрии, в сравнении с влиянием мощности континентальной литосферы. Утонение литосферы от 150 до 80 км приводит к значительному увеличению моделей с режимом пологой субдукции.

3. Численное моделирование показало, что кинетический сдвиг эклогитизации и деплетирование перидотитов мантии не оказывает существенного влияния на создание пологой субдукции в современных условиях. Следовательно, ключевыми параметрами, определяющими современную пологую субдукцию, являются надвигание вышележащей плиты и/или погружение океанических плато с утолщенной океанической корой.

4. Выявленные изменения характера субдукции при разных потенциальных температурах мантии позволяют начать исследования особенностей рециклинга океанической воды в глубинных оболочках Земли и определить его влияние на уровень мирового океана на разных стадиях развития нашей планеты.

Благодарности. Авторы признательны руководству Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия) и руководству рабочей станции в ИЭМ РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) за предоставленную возможность использования оборудования для проведения работ. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00066).

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. — Под ред. Н.В. Межеловского, А.Ф. Морозова — М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
2. Грачев А.Ф. Первый миллиард лет развития Земли (3.8–2.8 млрд лет): анализ осадочных и магматических формаций и геодинамика // Физика Земли. 2005. № 11. С. 8–34.
3. Диденко А.Н., Кузьмин М.И. Глубокофокусные землетрясения: пространственное распределение, возможные причины и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 947–965.
4. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.

5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Гео-динамическая и тепловая модели зоны субдукции // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 5–16.
6. Захаров В.С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: МГУ, 2014. 35 с.
7. Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П., Синева Т.А., Геря Т.В. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.
8. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника. 2014. № 1. С. 62–76.
9. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры субдуцирующей плиты // Геотектоника. 2013. № 3. С. 31–42.
10. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Свердлова В.Г., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование поддвига и субдукции в условиях перехода габбро-экологит в мантии // ДАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 654–658.
11. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Термохимическая теория геодинамической эволюции // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 1–4.
12. Кузнецов С.П. Динамический хаос. — М.: Физматлит, 2001. 296 с.
13. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
14. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и северо-восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 67. № 3. С. 476–495.
15. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и северо-восточной Азии // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
16. Полянский О.П., Коробейников С.Н., Свердлова В.Г., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Влияние реологии коры на характер субдукции плит по результатам математического моделирования // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 518–522.
17. Пуцаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
18. Пуцаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
19. Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 1. Вулканизм и ассоциированные мантийные процессы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 3–25.
20. Трубицын В.П. Проблемы глобальной геодинамики // Физика Земли. 2019. № 1. С. 180–198.
21. Удовкина Н.Г. Экологиты Полярного Урала: на примере южной части хр. Марун-Кеу. — Под ред. А.П. Лебедева — М.: Наука, 1971. 190 с.
22. Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42–64.
23. Abbott D.H., Drury R., Smith W.H.F. Flat to steep transition in subduction style // Geology. 1994. Vol. 22. No. 10. P. 937–940. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022)
24. Arndt N. How did the continental crust form: No basalt, no water, no granite // Precambrian Research. 2023. Vol. 397. Art. 107196. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107196>
25. Austrheim H. Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones. — In: *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. — Ed. by B.R. Hacker, J.G. Liou, (Springer-Science+Business Media, Dordrecht, Netherlands. 1998). P. 297–323.
26. Baitsch-Ghirardello B., Gerya T.V., Burg J.-P. Geodynamic regimes of intra-oceanic subduction: Implications for arc extension vs. shortening processes // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 546–560.
27. Bittner D., Schmeling H. Numerical modeling of melting processes and induced diapirism in the lower crust // Geoph. J. Int. 1995. Vol. 123. P. 59–70.
28. Brown M., Johnson T., Gardiner N.J. Plate tectonics and the Archean Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2020. Vol. 48. P. 291–320.
29. Burg J.-P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermomechanical models and application to the Lepontine dome in the Central Alps // J. Metam. Geol. 2005. Vol. 23. P. 75–95.
30. Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // Geol. Soc. Am. Bull. 2013. Vol. 125. P. 14–32. Doi: [10.1130/B30722.1](https://doi.org/10.1130/B30722.1)
31. Chelle-Michou C., McCarthy A., Moyen J.-F., Cawood P.A., Capitanio F.A. Make subductions diverse again // Earth-Sci. Rev. 2022. Vol. 226. Art. 103966. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103966>
32. Clauser C., Huenges E. Thermal conductivity of rocks and minerals. — In: *Rock Physics and Phase Relations*. — Ed. by T.J. Ahrens (Washington, AGU, USA, 1995). P. 105–126.
33. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 236. P. 524–541.
34. Crameri F., Schmeling H., Golabek G.J., Duretz T., Orendt R., Buiter S.J.H., May D.A., Kaus B.J.P., Gerya T.V., Tackley P.J. A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: An evaluation of the “sticky air” method // Geoph. J. Int. 2012. Vol. 189. P. 38–54.

35. Davies J.H. The role of hydraulic fractures in generating intermediate depth earthquakes and subduction zone magmatism // *Nature*. 1999. Vol. 398. P. 142–145.
36. Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., Zhang H.-F., Han Y.-W., Hu Y.-K., Zhao Z.-D. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62. P. 1959–1975.
37. Gerya T., Stern R., Baes M., Sobolev S.V., Whattam S.A. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation // *Nature*. 2015. Vol. 527. P. 221–225. <https://doi.org/10.1038/nature15752>
38. Gerya T.V. Numerical modeling of subduction: State of the art and future directions // *Geosphere* 2022. Vol. 18. No. 2. P. 503–561. Doi: <https://doi.org/10.1130/GES02416.1>
39. Gerya T.V. Precambrian geodynamics: Concepts and models // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 442–463. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>
40. Gerya T.V., Connolly J.A.D., Yuen D.A., Górczyk W., Capel A.M. Seismic implications of mantle wedge plumes // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 2006. Vol. 156. P. 59–74. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.02.005>
41. Gerya T.V., Fossati D., Cantieni C., Seward D. Dynamic effects of aseismic ridge subduction: Numerical modelling // *Eur. J. Mineral.* 2009. Vol. 21. P. 649–661. Doi: <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1931>
42. Gerya T.V., Meilick F.I. Geodynamic regimes of subduction under an active margin: Effects of rheological weakening by fluids and melts // *J. Metamorph. Geol.* 2011. Vol. 29. P. 7–31. Doi: <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00904.x>
43. Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // *Phys. Earth Planet. Int.* 2003. Vol. 140. P. 293–318. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.09.006>
44. Goes S., Agrusta R., van Hunen J., Garel F. Subduction-transition zone interaction: A review // *Geosphere*. 2017. Vol. 13. No. 3. P. 644–664. Doi: <https://doi.org/10.1130/GES01476.1>
45. Gutscher M.A., Maury R., Eissen J.P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 535–538. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2)
46. Hacker B.R. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H₂O content of oceanic crust. — Ed. by G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, J.P. Platt, (UGU, Washington, DC, USA. *Geophys. Monogr. Ser.* 1996. Vol. 96). P. 337–346.
47. Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*. 2006. Vol. 92. No. 3–4. P. 399–417. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.055>
48. Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshar C.M., Fitton J.G., Cheddie M.J., Saunders A.D. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. Vol. 8. Art. Q02006. Doi:10.1029/2006GC001390
49. Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 292. P. 79–88.
50. Huang B., Johnson T.E., Wilde S.A., Polat A., Fu D., Kusky T. Coexisting divergent and convergent plate boundary assemblages indicate plate tectonics in the Neoproterozoic // *Nature Communications*. 2022. Vol. 13. Art. 6450. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41467-022-34214-8>
51. Ito E., Akaogi M., Topor L., Navrotsky A. Negative pressure-temperature slopes for reactions forming MgSiO₃ perovskite from calorimetry // *Science*. 1990. Vol. 249. P. 1275–1278.
52. Ito K., Kennedy G.C. An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. — In: *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*. — Ed. by J.G. Heacock, (AGU, Washington, DC, USA. *Geoph. Monogr. Ser.* 1971. Vol. 14). P. 303–314.
53. Katsura T., Ito E. The system Mg₂SiO₄–Fe₂SiO₄ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel and spinel // *J. Geoph. Res.* 1989. Vol. 94. P. 663–670.
54. Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H. A new parameterization of hydrous mantle melting // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4. No. 9. Art. 1073. Doi: <https://doi.org/10.1029/2002GC000433>
55. Korenaga J. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. Vol. 41. P. 117–151.
56. Labrosse S., Jaupart C. Thermal evolution of the Earth: Secular changes and fluctuations of plate characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 260. No. 3–4. P. 260–465. Doi: 10.1016/j.epsl.2007.05.046
57. Li Z.-H., Gerya T., Connolly J.A.D. Variability of subducting slab morphologies in the mantle transition zone: Insight from petrological-thermomechanical modeling // *Earth-Sci. Rev.* 2019. Vol. 196. Art. 102874. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.018>
58. Lobkovsky L.I., Gabsatov Y.V., Alekseev D.A., Vladimirova I.S., Ramazanov M.M., Kotelkin V.D. Geodynamic model of the interaction of the subduction zone with the continental lithosphere in the area of transition between the Pacific Ocean and East Asia // *Geodynam. Tectonophys.* 2022. Vol. 13. No. 5. Art. 0675. Doi:10.5800/GT-2022-13-5-0675
59. Lobkovsky L.I., Ramazanov M.M., Kotelkin V.D. Convection related to subduction zone and application of the model to investigate the Cretaceous–Cenozoic geodynamics of Central East Asia and Arctic // *Geodynam. Tectonophys.* 2021. Vol. 12. No. 3. P. 455–470. Doi: 10.5800/GT-2021-12-3-0533
60. Maierova P., Schulmann K., Gerya T. Relamination styles in collisional orogens // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 224–250.
61. Martin B., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champiron D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 1–24.

62. Mishin Y.A., Gerya T.V., Burg J.P., Connolly J.A.D. Dynamics of double subduction: Numerical modeling // *Phys. Earth Planet. Int.* 2008. Vol. 171. P. 280–295.
63. Moya J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos.* 2012. Vol. 148. P. 312–336.
64. Palin R., Santosh M. Plate tectonics: What, where, why, and when? // *Gondwana Research.* 2021. Vol. 100. P. 3–24.
65. Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S.-S., Hernández-Uribe D., Parsonsa A. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth // *Earth-Sci. Rev.* 2020. Vol. 207. Art. 103172. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>
66. Palin R.M., White R.W., Green E.C.R. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling // *Precambrian Research.* 2016. Vol. 287. P. 73–90.
67. Parada M., López-Escobar L., Oliveros V., Fuentes F., Morata D., Calderón M., Aguirre L., Feraud G., Espinoza F., Moreno H., Figueroa O., Muñoz J., Troncota R., Stern C.R. Andean magmatism. – In: *The Geology of Chile.* – Ed. by T. Moreno, W. Gibbons, (Geol. Soc. London, UK. 2007). P. 149–180. Doi: <https://doi.org/10.1144/GOCH.4>
68. Peacock S.M. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite, Klamath province, northern California: implications for subduction zones // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 55–70.
69. Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T., Brown M. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications? // *Precambrian Research* 2019. Vol. 330. P. 20–34. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.023>
70. Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // *Nature.* 2020. Vol. 586. P. 395–401. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2806-7>
71. Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L. Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // *Sci. Rep.* 2021. Vol. 11. Art. 21489. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00837-y>
72. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., van Reenen D.D., Zakharov V.S., Gerya T.V. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // *Tectonophysics.* 2018. Vol. 746. P. 572–586. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>
73. Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W.L. Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics // *Gondwana Research* 2023. Vol. 119. P. 186–203. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.03.015>
74. Petersen R.I., Stegman D.R., Tackley P.J. The subduction dichotomy of strong plates and weak slabs // *Solid Earth.* 2017. Vol. 8. P. 339–350.
75. Poli S. The amphibolite-eclogite transformation; an experimental study on basalt // *Am. J. Sci.* 1993. Vol. 293(10). P. 1061–1107. Doi: <https://doi.org/10.2475/ajs.293.10.1061>
76. Ranalli G. Rheology of the Earth. – (Chapman & Hall, London. UK. 1995), pp. 413.
77. Rozel A., Golabek G.J., Jain C., Tackley P.J., Gerya T. Continental crust formation on early Earth controlled by intrusive magmatism // *Nature.* 2017. Vol. 545. P. 332–335. Doi: <https://doi.org/10.1038/nature22042>
78. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 267–309.
79. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochem.* 2003. Vol. 3. P. 1–64.
80. Santosh M., Omori S. CO₂ flushing: a plate tectonic perspective // *Gondwana Research.* 2008. Vol. 13. P. 86–102.
81. Schellart W.P. Control of subduction zone age and size on flat slab subduction // *Front. Earth Sci.* 2020. Vol. 26. No. 8. Doi: [10.3389/feart.2020.00026](https://doi.org/10.3389/feart.2020.00026)
82. Schmidt M., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1998. Vol. 163. P. 361–379.
83. Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization During Subduction // *Treatise on Geochem.* 2014. P. 669–701.
84. Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments // *Lithos.* 2010. Vol. 116. P. 209–229.
85. Smithies R.H., Champion D.C., Cassidy K.F. Formation of Earth's early Archaean continental crust // *Precambrian Research.* 2003. Vol. 127. P. 89–101.
86. Stern R.J. Subduction zones // *Rev. Geophys.* 2002. Vol. 40. No. 4. Art. 1012. Doi: [10.1029/2001RG000108](https://doi.org/10.1029/2001RG000108)
87. Tackley P.J., Nakagawa T., Herlund J.W. Influence of the post-perovskite transition on thermal and thermochemical mantle convection. – In: *Post-Perovskite: The Last Phase Transition.* – Ed. by K. Hirose, (AGU, Washington, USA. Geophys. Monogr. Ser. 2007. Vol. 174). P. 229–247.
88. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – (Blackwell, Oxford, UK. 1985), pp. 312.
89. Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. – (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 1997), pp. 398.
90. Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. – (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 2014), pp. 472.
91. van Hunen J., Moya J.F. Archean subduction: Fact or fiction? // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. Vol. 40. Art. 195e219.
92. van Hunen J., van den Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: Limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere // *Lithos.* 2008. Vol. 103. P. 217–235.
93. van Hunen J., van den Berg A.P., Vlaar N.J. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger earth: A numerical parameter study // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 2004. Vol. 146. P. 179–194.
94. Vlaar N.J., Wortel M.J.R. Lithospheric aging, instability and subduction // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 32. P. 331–351.

95. *Vogt K., Gerya T.V., Castro A.* Crustal growth at active continental margins: Numerical modelling // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 2012. Vol. 192. P. 1–20.
96. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 50. P. 2267–2279.
97. *Wei C.J., Duan Z.Z.* Phase relations in metabasic rocks: constraints from the results of experiments, phase modelling and ACF analysis // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2018. Vol. 474. P. 25–45. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP474.10>
98. *Wu C., Wang G., Zhou Z., Haproff P. J., Zuza A. V., Liu W.* Paleoproterozoic plate tectonics recorded in the Northern Margin orogen, North China craton // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2022. Vol. 23. Art. e2022GC010662. Doi: <https://doi.org/10.1029/2022GC010662>
99. *Zheng Y.* Plate tectonics in the Archean: Observations versus interpretations // *Sci. China Earth Sci.* 2024. Vol. 67. P. 1–30. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11430-023-1210-5>
100. Space image, https://www.gebco.net/data_and_products/printable_maps/documents/gebco_2022_a2_2n.pdf (Accessed January, 2024).

Subduction Style at Different Stages of Geological History of the Earth: Results of Numerical Petrological-Thermomechanical 2D Modeling

V. S. Zakharov^{a, *}, A. L. Perchuk^{a, b}, T. V. Gerya^c, M. D. Eremin^a

^a*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, bld. 1, Leninsky Gory, 119991 Moscow, Russia*

^b*Academician Korzhinsky Institute for Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, bld. 4, Academician Hossipian Str., 142432 Chernogolovka, Moscow region, Russia*

^c*Swiss Federal Institute of Technology, Department of Earth Sciences, bld. 5, Sonneggstrasse, 8092 Zurich, Switzerland*

*e-mail: zakharov@geol.msu.ru

In this article we examine the effects of impact of slab rocks eclogitization on the subduction regime under the continent. Eclogitization of rocks in high-pressure metamorphic complexes occurs only in the areas of penetration of hydrous fluid. In the absence of hydrous fluid, the kinetic delay of eclogitization preserves low-density rocks under P – T conditions of eclogite metamorphism, delaying the weighting of a slab and reducing the efficiency of the slab-pull mechanism which contributes to the steep subduction into the deep mantle. The results of numerical petrological-thermomechanical 2D modeling of subduction under the continent in a wide range of eclogitization parameters of oceanic crust rocks (discrete eclogitization) are presented. The effects of a lower kinetic delay of eclogitization in the water-bearing basalt layer, compared to the drier underlying gabbro layer, have been tested. Based on results of 112 numerical experiments with 7 variants of eclogitization ranges (in range 400–650°C for basalt and 400–1000°C for gabbro) at different potential mantle temperatures ($\Delta T = 0$ –250°C, above modern value), and steep, flat and transitional subduction regimes were identified. The mode of steep subduction occurs under modern conditions ($\Delta T = 0$ °C) with all ranges of eclogitization. Here it is characterised by an increase in the angle of subduction of the slab as the plate descends, and above the boundary of the mantle transition zone there is a flattening or and then tucking of the slab. Subduction is accompanied by the formation of felsic and mafic volcanics and their plutonic analogues. At elevated temperatures of the mantle ($\Delta T \geq 150$ °C) and discrete eclogitization over a wide range, the flat subduction regime is observed with periodic detachments of its steeper frontal eclogitized part. The flat subduction regime is accompanied by significant serpentinization of the mantle wedge and episodic, scarce magmatism (from mafic to felsic), which occurs at a significant distance (≥ 500 km) from the trench. During the transition regime, which is also realised in models with elevated mantle temperatures, there is a characteristic change occurs from flat to steep subduction, resulting in a stepped shape of the slab. As the kinetic shift of eclogitisation increases, flat subduction develops. An increase in the thickness of the continental lithosphere from 80 km to 150 km contributes to the implementation of steep subduction, while the influence of the convergence rate (5–10 cm/year) is ambiguous.

Discrete eclogitization of thickened oceanic crust and depletion of lithospheric mantle in the oceanic plate are the main drivers of flat subduction. In modern conditions, their influence becomes insignificant due to the decrease in the thickness of the oceanic crust and the degree of depletion of the oceanic mantle lithosphere. As a result, the less frequent flat movement of slabs is determined by other factors.

Keywords: subduction, eclogite, kinetics, oceanic crust, depleted mantle, magmatism, numerical modeling

УДК 550.34

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ И КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ТАНГШАНЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК КИТАЯ)

© 2024 г. В. Н. Морозов¹, А. И. Маневич^{1, 2, *}, И. В. Лосев¹¹Геофизический центр РАН, д. 3, Молодежная ул., 119296 Москва, Россия²Национальный исследовательский технический университет (МИСиС), д. 4, Ленинский проспект, 119049 Москва, Россия
*e-mail: ai.manevich@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.03.2024 г.

После доработки 19.03.2024 г.

Принята в печать 09.07.2024 г.

В статье рассмотрены результаты численного моделирования и анализа напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения на северо-востоке Китая, произошедшее 27.07.1976 г. с магнитудой $M_s = 7.8$. Во многих современных работах продолжают обсуждаться причины столь сильного землетрясения, которое произошло в тектонических условиях — далеко расположенного от межплитовых границ, внутри Тангшаньского тектонического блока, ограниченного тектоническими разломами. Вместе с тем, опубликованные новые геодинамические, сейсмологические, геофизические и геодезические данные дают уверенность в определяющей роли разломной тектоники в этом регионе.

На основе анализа результатов моделирования напряженно-деформированного состояния предшествующего Тангшаньскому землетрясению, косейсмических геофизических и геодезических данных нами предлагается модель формирования разрыва землетрясения. Результаты сопоставления независимых оценок напряжений сдвига с результатами моделирования в очагах сильных землетрясений дают основание предположить, что области концентрации тектонических напряжений локализованы в межразломном промежутке Тангшаньского разлома, достигая максимальных значений в окончании разломов $\sigma_1 \approx 50$ МПа и $\tau_{xy} \approx 20$ МПа. Гипоцентр главного сейсмического события (с учетом ошибки определения координат) находится в области интенсивности напряжений 35–50 МПа и отношении главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8$ –10. Следует ожидать, что эти зоны являются местом старта разрыва, протяженность которого зависит от объема накопленной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений в прилегающей области. Для Тангшаньского землетрясения эта область соответствует высокой интенсивности напряжений >30 МПа в полосе, протяженностью свыше 30 км, и ширине, достигающей 4.5 км.

Ключевые слова: Тангшаньское землетрясение, напряженно-деформированное состояние, разлом, косейсмические деформации, напряжения сдвига

DOI: 10.31857/S0016853X24040028, EDN: ERKPGV

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейшее природное катастрофическое событие XX века — землетрясение на северо-востоке Китая, произошедшее 27.07.1976 с магнитудой $M_s = 7.8$, унесло более 240 тысяч жизней жителей провинции Хубей, и, спустя 46 лет, по-прежнему остается в поле зрения сейсмологов [17, 33]. Это землетрясение по масштабу сопоставимо с известным историческим внутриплитовым землетрясением 1556 года в провинции Шэньси, унесшим ~830 тысяч жизней жителей Китая [19]. Эти цифры потрясают, а угроза подобных событий не исключена и в будущем.

Несмотря на неудачи реального (краткосрочно-го) прогноза сильных землетрясений, эта пробле-

ма по-прежнему остается актуальной и практически значимой, особенно для крупных мегаполисов в опасных сейсмоактивных районах.

Тангшаньское землетрясение произошло в условиях палеократона, далеко расположенного от межплитных границ, внутри Тангшаньского тектонического блока, ограниченного тектоническими разломами [19].

В работах [16–18, 23] обсуждаются причины столь сильного землетрясения, так и не получившие окончательного ответа в настоящее время.

Новые опубликованные сейсмологические, геодинамические и геодезические данные дают уверенность в определяющей роли разломной тектоники в этом регионе, — именно ключевой

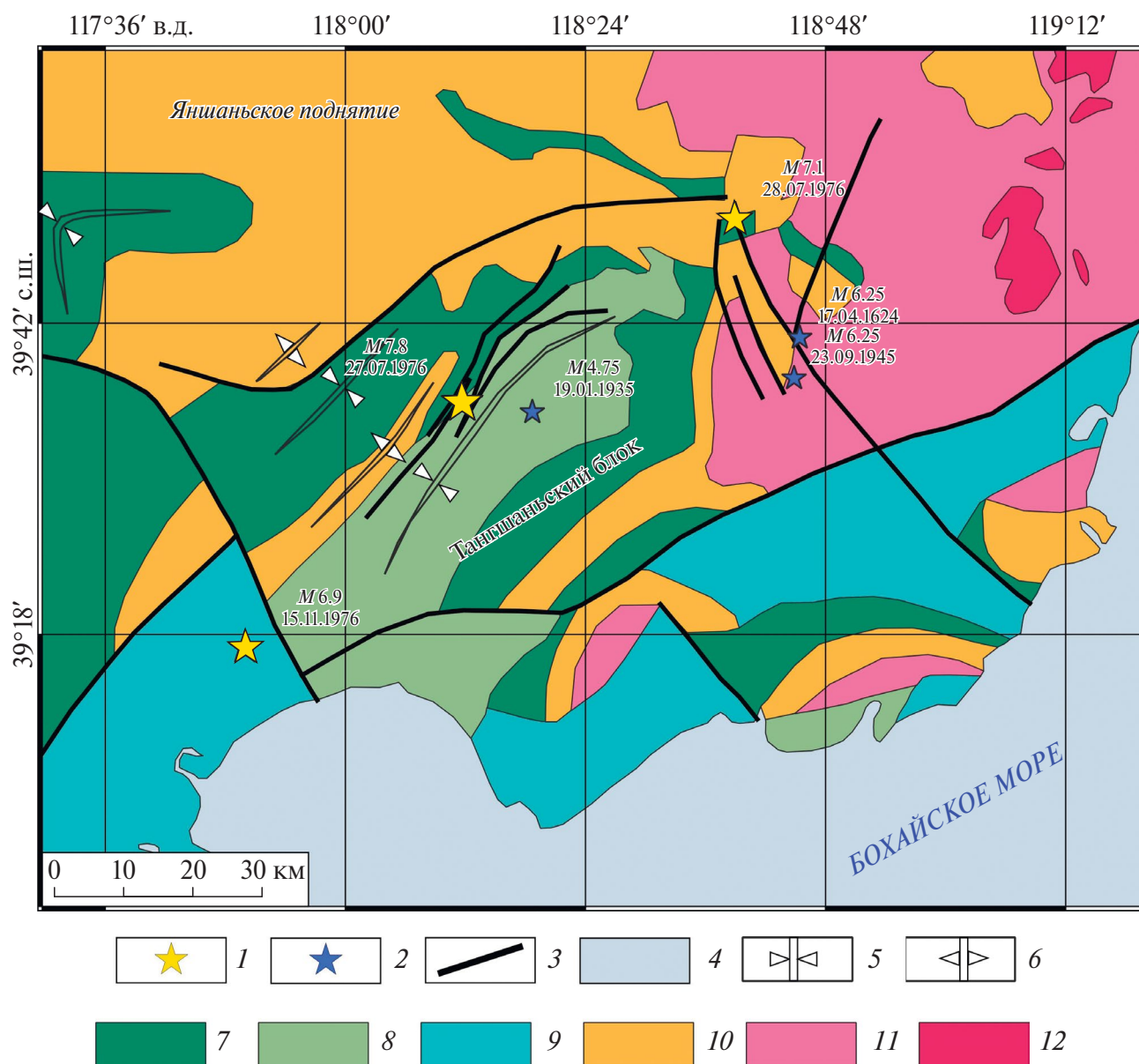


Рис. 1. Геологическая схема и исторические землетрясения региона исследования (по данным [21, 29]).

1–2 – эпицентры землетрясений: 1 – Тангшаньского и его афтершоков, 2 – исторических;
 3 – тектонические разломы; 4 – поверхность Бохайского моря;
 5–6 – складки: 5 – антиклинальные, 6 – синклинальные; 7–11 – отложения: 7 – кембрия–ордовика, 8 – карбона–перми, 9 – мезозойские, 10 – синианьские (неопротерозой), 11 – раннесинианьские (протерозой); 12 – Яншаньский гранитоидный массив (протерозой)

структурой является Тангшаньский тектонический разлом, пересекающий по диагонали Тангшаньский структурно-тектонический блок [22, 25, 26, 31, 36] (рис. 1).

В четвертичный период этот район испытывал устойчивое поднятие, сопровождающееся правосторонним сдвигом вдоль Тангшаньского разлома, в условиях тектонического сжатия, с осью, ориентированной в субширотном направлении [23].

Эпицентр Тангшаньского землетрясения находится в окончании Тангшаньского разлома с координатами 39.6° с.ш., 118.2° в.д. [26]. После землетрясения были исследованы поверхностные трещины, трассирующие распространение разрыва на глубине под слоем осадков при его общей протяженности порядка 90 км и углом падения ~80° [21, 26].

Цель настоящей работы – моделирование и анализ напряженно-деформированного состоя-

ния (НДС) Тангшаньского тектонического блока, предшествующего моменту землетрясения, и сопоставление этих результатов со сброшенными напряжениями по сейсмологическим данным и деформациями земной поверхности. Совместный анализ полей напряжений и деформаций позволяет выделить локальные области концентрации упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, которые, по-видимому, являются основной причиной зарождения разрывов в очаге главного толчка и последующих сильных афтершоков.

Полученные результаты, как и для сильных внутриплитовых землетрясений в других сейсмоактивных районах [9–11], дают основание для выделения локальных зон концентрации напряжений, с позиции образования сейсмоопасных разрывов, т.е. мест, где необходимо сосредоточить геофизические исследования с целью обнаружения краткосрочных предвестников сильных коловых землетрясений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Район исследований приурочен к Тангшаньскому тектоническому блоку в районе Тангшань-Луаньсянь. Он находится в переходной зоне между Северо-Китайской равниной и южной окраиной горы Яншань. В юго-восточной части района расположен Бохайский залив, который является северной частью осадочного Бохайского бассейна, образовавшегося ~65 млн лет назад в палеоцене [15, 30].

По данным [33, 37], район исследований является частью Восточно-Китайского рифта, который был образован в результате субдукционного взаимодействия Тихоокеанской и Филиппинской плит. В настоящее время этот район унаследует напряжения Гималайской коллизии, о чем свидетельствуют сильные землетрясения в Северной части Китая [15, 30, 33, 37].

Одной из характерных особенностей этой территории является распределение древних гор, подвергшихся процессам выветривания, которые отражают процессы тектонической активности региона в позднем кайнозое [21]. В историческом плане, в районе Тангшань-Луаньсянь существуют следы палеоземлетрясений, — в районе исследований зафиксированы исторические землетрясения 1624, 1935 и 1945 гг. (см. рис. 1) [21, 29]. При этом местная реликтовая горная гряда совпадает с зоной поверхностного разрыва, вызванного Тангшаньским землетрясением [21, 22, 26] (рис. 2).

По данным сейсмических исследований [23, 25, 27, 38] есть основания считать, что регион испытывал блоковое поднятие, вызывающее или способствующее высокой сейсмической активности данного региона. В соответствии с комплексом геолого-геофизических исследований, включая неглубокое бурение и картирование траншей, зона Тангшаньского разлома представляет собой три субпараллельных разлома [21, 26, 29, 38] (см. рис. 2):

- Доухе (F1);
- Выйшань–Фэннань (F2);
- Гуйе–Наньху (F3).

Неоднозначность схем разломной тектоники этого района, приведенных в работах [22, 24, 26, 36], указывает на необходимость детального исследования структуры активных разломов, определяющих области концентрации тектонических напряжений и вызывающих сильные тектонические землетрясения.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ТАНГШАНЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясение в районе г. Тангшань провинции Хэбэй является сильнейшим за последние 450 лет на территории континентального Китая. За главным толчком, спустя 15 часов, последовал сильнейший афтершок (Луаньсяньское землетрясение) с магнитудой $M = 7.1$, затем юго-западнее эпицентра главного толчка 15 ноября 1976 года произошел еще один сильный афтершок (Нигхское землетрясение) с магнитудой $M = 6.9$ (см. рис. 2).

Механизм главного сейсмического события соответствует правостороннему сдвигу. Протяженность разрыва составляет по разным оценкам 80–100 км с углом падения ~80° [21, 29, 38]. Сейсмический момент оценивается в 18×10^{27} (дин×см) [17, 18]. Глубина гипоцентра главного толчка составляет 12 км, сильных афтершоков 5–10 км соответственно.

Зарегистрированные афтершоки с магнитудой $M > 5$ локализованы внутри Тангшаньского структурно-тектонического блока и образуют вытянутую зону эпицентров в северо-восточном направлении [26, 29]. Сам факт сильного землетрясения в сейсмоактивном районе не вызывает удивления, вместе с тем, высокая интенсивность землетрясения с $M = 7.8$ внутри палеократона, достаточно удаленного от границы тектонических плит, пока не находит своего объяснения. Предположительно, возможной причиной землетрясения являются

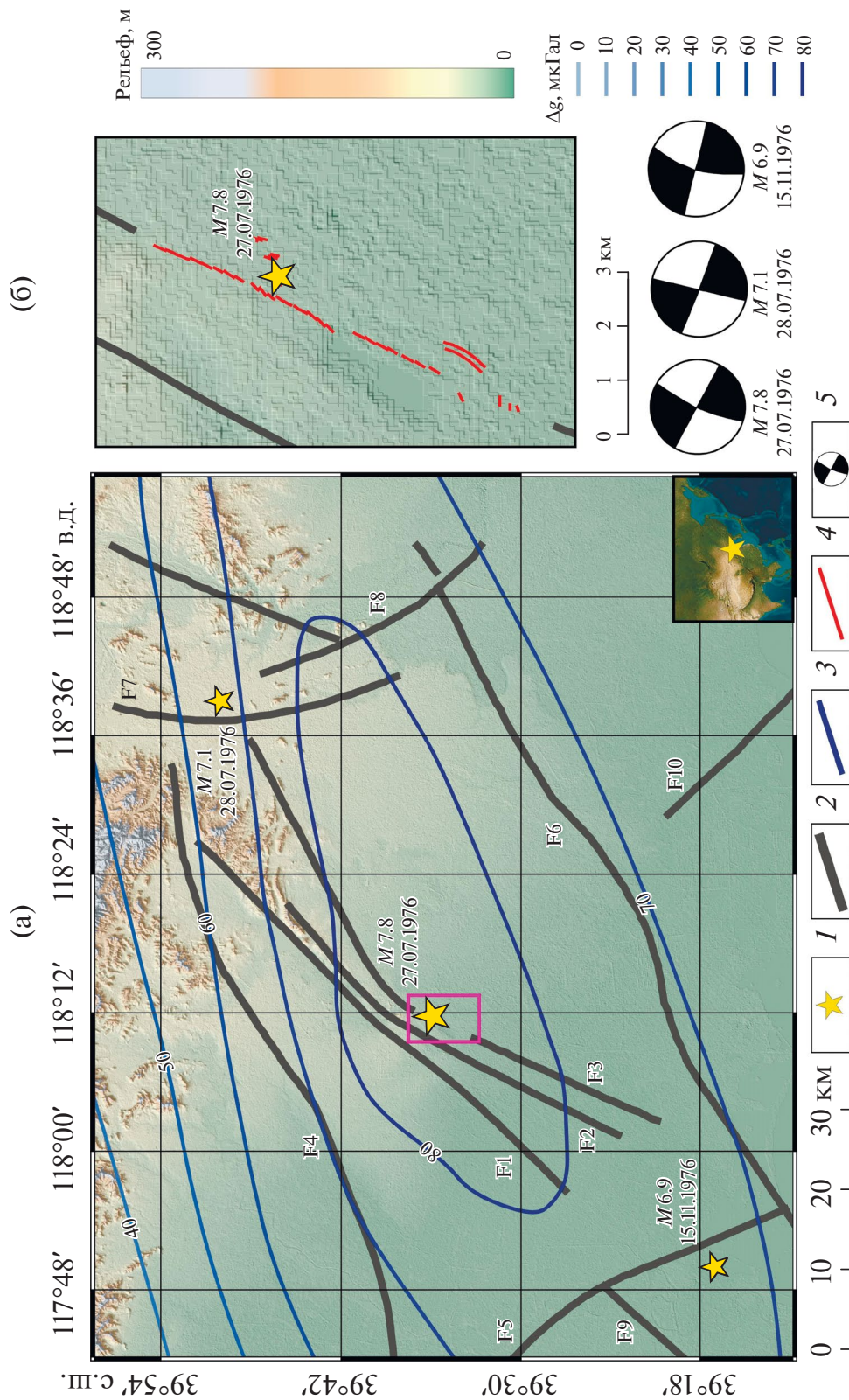


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Таншаньского блока и изолинии гравитационной аномалии до землетрясения (по данным [26, 32]). (а)–(б) – положение: (а) – тектонических разломов Таншаньского блока, (б) – разрывов земной поверхности. Разломы: F1 – Доухе; F2 – Вэйшань-Фэннань; F3 – Гуйе-Наньху; F4 – Фэнтай-Ецзиту; F5 – Цзиюнь; F6 – Нинхе-Чангли; F7 – Луань-сянь-Лаотин; F8 – Лудун; F9 – Канлун; F10 – Богечжуан. 1 – эпицентры землетрясений; 2 – тектонические разломы; 3 – изолинии аномалий силы тяжести; 4 – поверхностные разрывы; 5 – механизмы очагов главного толчка и сильных афтершоков

компрессионные тектонические напряжения с осью максимального сжатия, ориентированной в субширотном направлении, дающих по крайней мере объяснение механизма главного толчка (имея ввиду ориентацию нодальных плоскостей в очаге землетрясения) [17, 29].

Глубинное сейсмическое зондирование в пределах Северо-Китайского кратона позволили выявить структуру земной коры Тангшаньского блока. Слой афтершоковой активности соответствует более низким скоростям сейсмических волн, слою земной коры в пределах 15–25 км со скоростью поперечных волн меньшей 3.5 км/сек [23, 25, 27, 38].

Тангшаньский блок на севере ограничен разломом Луаньсянь–Лаотин, на юге разломом Цзиюнь, к которым приурочены Луаньсянское ($M = 7.1$) и Нигхское ($M = 6.9$) землетрясения. В центральной части блока зона сейсмотектонической деструкции значительно шире и соответствует структурно тектонической схеме (см. рис. 2).

Была также зарегистрирована аномалия ускорения силы тяжести, предшествующая Тангшаньскому землетрясению [32] (см. рис. 2, а).

После землетрясения 1976 года вдоль разлома образовалась зона трещин, протяженностью 10 км, с простираем 50° и шириной ~30 м [26] (см. рис. 2, б). Разрыв представляет собой правосторонний сдвиг с поднятием западного крыла разрыва и опусканием восточного. Протяженность разрыва по разным оценкам находится в пределах 80–100 км [21, 29, 38].

Установленная устойчивая тенденция взаимосвязи между локальными зонами высокой плотности накопленной потенциальной энергии тектонических напряжений и положением эпицентров землетрясений дает новые представления в понимании причин возникновения коровых землетрясений, глубина очагов которых не превышает 20 км [9–11]. Не вызывает сомнения, что разломная тектоника является определяющим фактором в возникновении локальных зон высокой интенсивности напряжений в условиях Тангшаньского тектонического блока.

Механизмы главного сейсмического события и афтершоков, приведенных в работе [29] и результаты геодезических наблюдений в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения [31, 36] также дают основание полагать, что этот район находится в условиях тектонической компрессии с осью сжатия, близкой к субширотному направлению.

Локализация гипоцентров афтершоков сильных коровых землетрясений в других сейсмоактивных

районах на глубине до 25 км позволяет предположить, что слой верхней части земной коры 0–25 км, как и в случае Тангшаньского землетрясения, является концентратором тектонических напряжений, вызывающих внутриплитовые сильные землетрясения.

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

При использовании метода моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) блочный гетерогенный породный массив, состоящий из упруго-изотропных блоков, моделируется слоем, который нарушен произвольно ориентированными разломами, при этом падение разломов принимается субвертикальным [9, 11]. Под тектоническими разломами понимается диспергированная среда (гигантско-глыбовый меланж) [5, 7, 14]. Ширина зоны динамического влияния разлома принята в пределах 1 км. Упругий модуль пород разломной зоны на два порядка ниже пород окружающего массива [9, 11].

Используется конечно-элементная модель упругой геологической среды, находящейся во внешнем поле тектонических напряжений (условие плоского напряженного состояния). Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя, согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука (1):

$$\begin{Bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{xy} \end{Bmatrix} = \left[D(E^{(m)}, \nu^{(m)}) \right] \times \begin{Bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{xy} \end{Bmatrix}, \quad (1)$$

где σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} — компоненты осредненных интегральных напряжений; ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{xy} — соответствующие им компоненты тензора деформации; $E^{(m)}$ — модуль Юнга; $\nu^{(m)}$ — коэффициент Пуассона матрицы упругости отдельного конечного элемента, с помощью которой вводится неоднородность (разлом) в упруго-изотропную модель слоя по формуле:

$$\left[D(E^{(m)}, \nu^{(m)}) \right] = E^{(m)} \times \left[1 - (\nu^{(m)})^2 \right] \times \begin{bmatrix} 1 & \nu^{(m)} & 0 \\ \nu^{(m)} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (1 - \nu^{(m)})^2 \end{bmatrix} \quad (2)$$

Помимо компонент тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} , рассчитывалась интенсивность напряжений:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 - \sigma_{xx} \times \sigma_{yy} + 3 \times \sigma_{xy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (3)$$

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологической среды, так как потенциальная энергия формоизменения определяется по формуле:

$$U_\phi = \frac{1 + \bar{\nu}}{3 \times \bar{E}} \times \sigma_i^2 \Delta V, \quad (4)$$

где $\bar{E}$ и $\bar{\nu}$ – средние модули упругости, ΔV – объем.

При этом напряжение отпора соответствует концепции [2]:

$$\sigma_{xx} = \frac{\nu}{1 - \nu} \sigma_{yy} \quad (5)$$

где ν – коэффициент Пуассона.

Разность интенсивности напряжений рассчитывается по формуле 6:

$$\Delta \sigma_i = |\sigma_i|_I - |\sigma_i|_{II} \quad (6)$$

где $|\sigma_i|_I$, $|\sigma_i|_{II}$ – интенсивность напряжений до и после землетрясения соответственно.

Анализ геодезических измерений

Предметом анализа является интенсивность напряжений σ_i , компоненты тензора напряжений σ_{yy} , σ_{xx} , σ_{xy} , а также отношение главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} . Также выполняется сопоставление величины сброшенной энергии статических напряжений с энергией упругих волн при образовании тектонического разлома.

Во всех расчетах приняты численные предполагаемые параметры действующих сжимающих тектонических напряжений $\sigma_{\max} = 30$ МПа, $\sigma_{\min} = 10$ МПа по результатам измерений главных напряжений в верхней части земной коры в различных районах земного шара [1, 6, 13, 20].

Значение упругого модуля окружающей геологической среды принято $E = 5 \times 10^4$ МПа, модуль диспергированного материала разломов в условиях компрессии на два порядка ниже, $E_f = 5 \times 10^2$ МПа коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$. Количество конечных элементов модели составляет 10^4 на площади 15×10^3 км².

Используемая методика и программное обеспечение деформационного анализа описано в рабо-

тах [4, 8, 9]. Деформации конечных элементов геодезической сети определялись из решения тензора горизонтальной деформации, оси n и e направлены на север и восток.

$$T_\epsilon = \begin{pmatrix} \epsilon_n & \epsilon_{ne} \\ \epsilon_{en} & \epsilon_e \end{pmatrix}, \quad (7)$$

где элементы тензора равны $\epsilon_n = \frac{\partial u_n}{\partial n}$, $\epsilon_e = \frac{\partial u_e}{\partial e}$,

и $\epsilon_{en} = \epsilon_{ne} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} \right)$, соответственно,

а $\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} = \gamma_{ne} = \gamma_{en}$ – относительный сдвиг.

Рассчитывались следующие инвариантные деформационные характеристики.

Главные деформации ϵ_1 и ϵ_2 :

$$\epsilon_{1,2} = \frac{1}{2} \left[\epsilon_n + \epsilon_e \pm \sqrt{(\epsilon_n - \epsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2} \right]. \quad (8)$$

Дилатация:

$$\Delta = \epsilon_1 + \epsilon_2. \quad (9)$$

Полный сдвиг:

$$\gamma = \sqrt{(\epsilon_n - \epsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2}. \quad (10)$$

Моделирование НДС эпицентральных зон нескольких крупных землетрясений с магнитудой $M \geq 6$ и глубиной гипоцентра в пределах 10–20 км позволило установить некоторые общие тенденции локализации эпицентров главных толчков, направления и протяженности разрывов, включая локализацию афтершоков в зонах высокой интенсивности напряжений [9–11].

Области высокой интенсивности напряжений возникают в окончаниях тектонических разломов. Так как квадрат интенсивности напряжений пропорционален накопленной упругой энергии “вековых” тектонических напряжений, следует ожидать развития процесса тектонической деструкции в зонах повышенной интенсивности напряжений, т.е. накопленная энергия упругих деформаций частично реализуется в процессе акта землетрясения, формируя разрыв в геологической среде.

Можно предположить, что чем выше интенсивность тектонических напряжений и объем зоны аномально высокой интенсивности напряжений, тем больше протяженность возможного разрыва, а, следовательно, и магнитуды возможного землетрясения.

В основу модели геологической среды Тангшаньского структурно-тектонического блока положены геолого-геофизические представления его структуры, изложенные в предыдущем разделе, а именно:

- мощность структурно-тектонического слоя принимается равной 25 км, что соответствует данным глубинного сейсмического зондирования [23, 25, 27, 38];

- мощность сейсмогенерирующего слоя афтершоков совпадает с мощностью низкоскоростного слоя со скоростью поперечных волн менее 3.5 км/с [23, 25, 27];

- тектонические разломы в пределах Тангшаньского блока имеют вертикальное падение и распространяются на глубину свыше 30 км, мощность (ширина) тектонических разломов в пределах структурного блока принята ~1 км, для моделирования используется схема разломной тектоники (см. рис. 2, а);

- с использованием результатов анализа напряженно-деформированного состояния Тангшаньского структурно-тектонического блока, приведенных в работах [29, 31, 36], внешнее поле тектонических напряжений определяется доминирующим напряжением сжатия, с осью субширотной ориентации;

- в качестве физической модели геологической среды используется фрагмент земной коры ~160×120 км² в виде слоя мощностью ~20–25 км (в данном случае модель соответствует слою мощностью ~20 км, со скоростью поперечных волн $V_s < 3.5$ км/с).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

В основу модели напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральной зоны до момента главного толчка положено представление о горизонтальном тектоническом сжатии района, с горизонтальной осью компрессии, ориентированной в широтном направлении. Нами представлены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения (карта напряжений сдвига τ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i) (рис. 3).

На юго-западе и северо-востоке района локализованы области высоких значений напряжений сдвига, которые достигаются в окончаниях

тектонических разломов и приразломных зонах и соответствуют величинам ~30 МПа.

Полагая, что после образования разрыва и сброса напряжений в зоне, прилегающей к разрыву, афтершоковый процесс стимулирует сброс накопленных напряжений, предшествующие главному сейсмическому событию, представляется возможность сопоставить полученные результаты моделирования с оценками напряжений сдвига (далее по тексту τ_0), полученных на основе сейсмологических данных [18].

В работе [18] приведены результаты изучения скоростей поперечных волн и пиковых ускорений для оценки напряжений сдвига в эпицентральной зоне непосредственно после Тангшаньского землетрясения. Измерения выполнялись в период с 28 июля по 15 ноября 1976 г. и спустя шесть лет с июля 1982 по июль 1984 г. Из этих данных следует, что напряжения сдвига достигают максимальных значений в области эпицентра главного толчка в 23.1 МПа и сильнейших афтершоков (28.07.1976 $M = 7.1$ и 15.11.1976 $M = 6.9$) 23.5 МПа и 25.3 МПа соответственно.

Нами представлен график зависимости величины сдвиговых напряжений τ_0 от магнитуды афтершоков, зарегистрированных в интервале четырех месяцев после главного сейсмического события (рис. 4, кружки) и более шести лет после него (рис. 4, квадраты).

Как предполагается в работе [18], высокая концентрация напряжений в окончаниях двух тектонических разломов может служить научной основой для прогноза сильных афтершоков. Зависимость напряжений сдвига от магнитуды предложена в виде [18]:

$$\lg(\tau_0) = 0.15M_w + (0.16 \pm 0.13). \quad (11)$$

Представлен график соотношения смоделированных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} от напряжений сдвига τ_0 [18] (см. рис. 4, б).

Для этого в каждой из точек положения афтершоков эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения были записаны численные значения интенсивности напряжений, которые были пересчитаны на октаэдрическое напряжение сдвига по формуле:

$$\tau_{oct} = \frac{\sqrt{2}}{3} \times \sigma_i. \quad (12)$$

Сопоставление модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} от напряжений сдвига τ_0

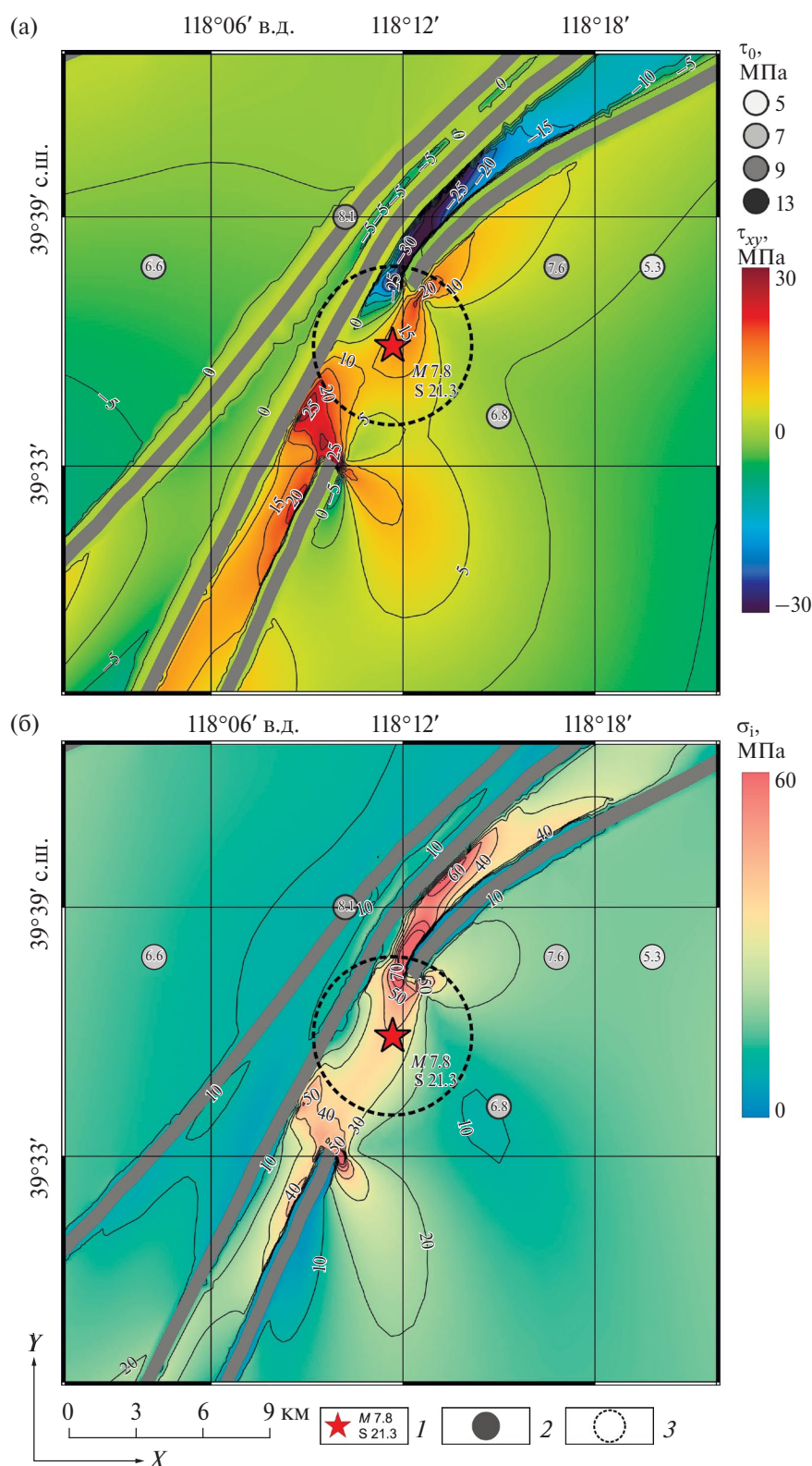


Рис. 3. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения и значения (на основе сейсмологических данных [18]).

(а)–(б) – карта: (а) – напряжений сдвига τ_{xy} до землетрясения, (б) – интенсивности напряжений σ_i до землетрясения; 1–2 – землетрясения: 1 – сильные (M – магнитуа, S – напряжения τ_0), 2 – с оценками напряжений τ_0 (на шкале: интенсивность перехода цвета от синего к красному отражает величину напряжений); 3 – область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

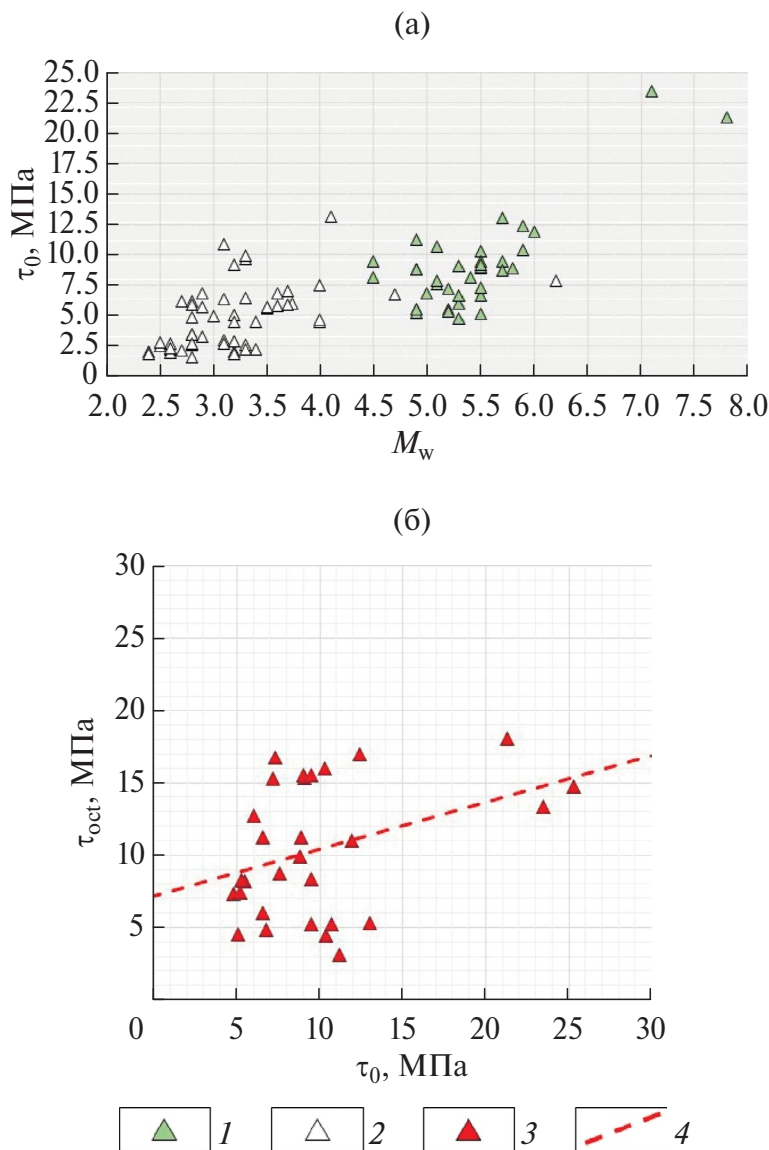


Рис. 4. Графики зависимости напряжений сдвига τ_0 от магнитуды афтершоков M_w и модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} .

(а)–(б) – зависимости напряжений сдвига τ_0 от: (а) – магнитуды афтершоков M_w (по данным [18]), (б) – модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} .

1–2 – афтершоки, зарегистрированные в период: 1 – с 28.07.1976 по 15.11.1976,

2 – с 13.07.1982 по 11.12.1984;

3 – афтершоки эпицентральной зоны землетрясения (за период с 28.07.1976 по 15.11.1976) в рамках модели НДС;

4 – модельная линия, отражающая абсолютное соответствие напряжений сдвига τ_0 и модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} ;

5 – линейная аппроксимация зависимости напряжений сдвига τ_0 и модельных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} .

дает возможность верифицировать модель НДС. В случае полного совпадения, данные напряжений должны группироваться вдоль диагональной линии 4 (см. рис. 4, б).

Из графика видно, что наиболее существенный разброс модельных данных октаэдрических

напряжений τ_{oct} соответствует интервалу напряжений сдвига τ_0 7.5–10 МПа и интервалу магнитуд M_w ~4.5–5.5. Но при этом значения напряжений сдвига τ_0 афтершоков с $M > 6$ показывают хорошую сходимость между собой. В эпицентре Тангшаньского землетрясения $\tau_0 = 21.3$ МПа, что практически

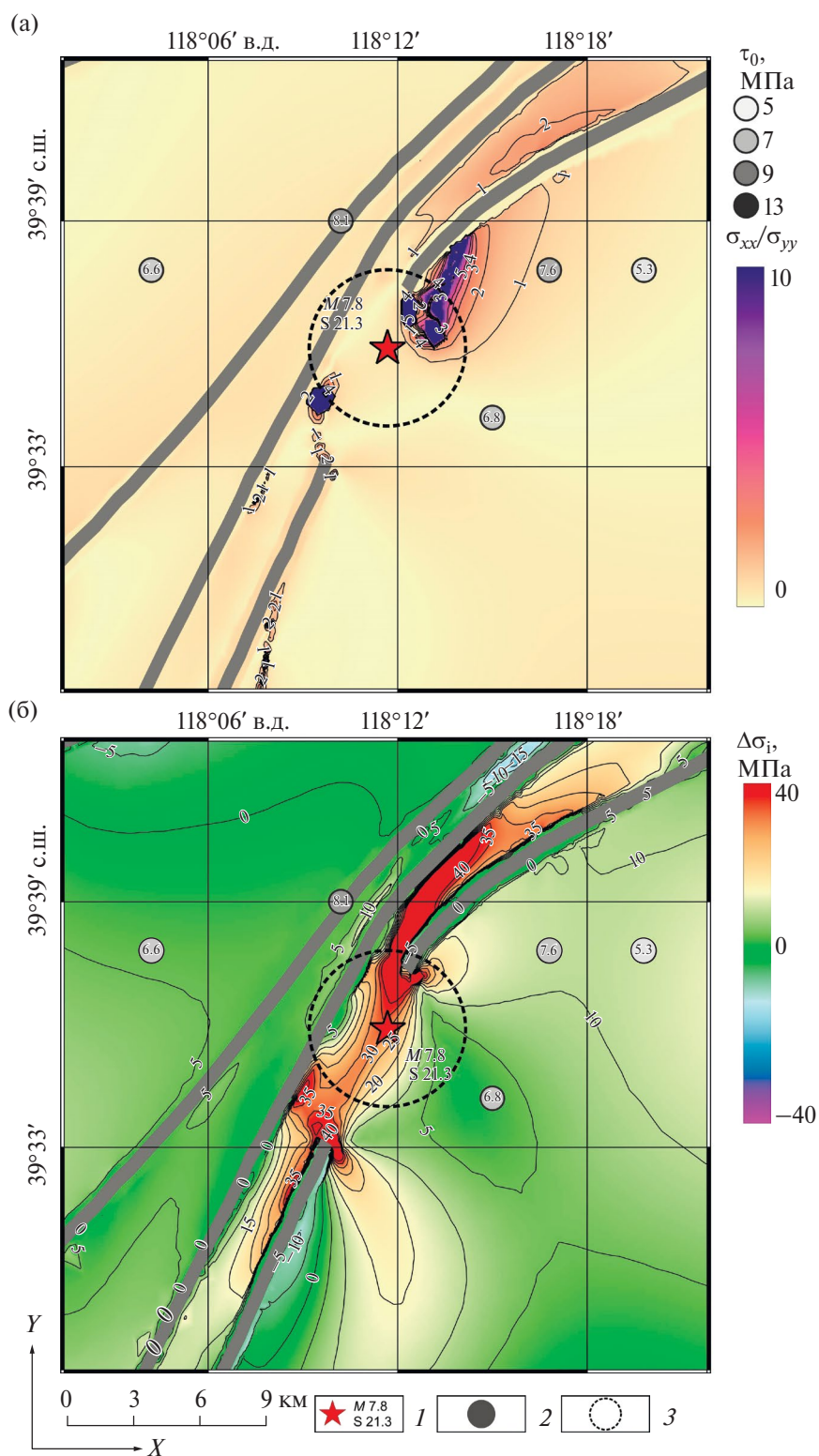


Рис. 5. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения и значения (на основе сейсмологических данных [18]).

- (а) — отношение напряжений σ_{xx}/σ_{yy} до землетрясения;
 (б) — разность интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения;
 1–2 — землетрясения: 1 — сильные (M — магнитуда, S — напряжения τ_0),
 2 — с оценками напряжений τ_0 (цвет на шкале рисунка отражает величину напряжений);
 3 — область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

совпадает с модельной величиной $\tau_{\text{ост}} = 18$ МПа, полученной в результате моделирования.

Эпицентры афтершоков и вычисленные значения τ_0 вынесены на карты смоделированных напряжений сдвига τ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i (см. рис. 3).

Можно видеть, что смоделированные напряжения сдвига τ_{xy} также находятся в хорошем соответствии с значениями τ_0 , что показывает хорошую сходимость и адекватность результатов моделирования и реальными оценками НДС эпицентральной зоны землетрясения (см. рис. 4).

Таким образом, независимые оценки напряжений сдвига в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения как в области очага, так и последующих афтершоков отражают, по-видимому, определенную адекватность модели НДС эпицентральной зоны (численных оценок τ_{xy}) реальной ситуации напряженно-деформированного состояния геологической среды в этом районе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Область высокой интенсивности напряжений, занимающая площадь более 150 км² (красно-желтый цвет с $\sigma_i > 30$ МПа), адекватно соответствует области высокой концентрации потенциальной энергии тектонических напряжений, вызывающих стартовый разрыв в гипоцентре и его распространение в северо-восточном и юго-западном направлениях (см. рис. 3, б).

Механизм очага землетрясения (области старта разрыва) соответствует условию горизонтального сжатия с осью субширотной ориентации (см. рис. 2). Результаты моделирования дают основания предположить, что напряжения сжатия в очаге землетрясения σ_{xx} существенно выше напряжений отпора σ_{yy} по сравнению с фоновым полем тектонических напряжений (рис. 5, а).

Реальное распространение разрыва трассируется системой трещин на поверхности, выявленных при геологических исследованиях [26, 27] (см. рис. 2, б).

Разрыв пересекает области высокой интенсивности напряжений, где сброс упругой энергии поддерживает его распространение (см. рис. 5, б).

Ошибка в определении эпицентра землетрясения составляет не меньше ± 3 км (см. рис. 3, пункт; см. рис. 5, пункт), является допустимой зоной при сопоставлении областей аномально высокой интенсивности напряжений и аномального отношения главных тектонических напряжений.

При наложении этих карт (см. рис. 3, а; рис. 5, а) можно видеть, что очаг землетрясения попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений и отношений главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} > 4-5$.

Протяженность зоны концентрации тектонических напряжений с юго-запада на северо-востоке превышает 50 км по сравнению с фоновыми значениями интенсивности напряжений.

Разрыв из очага землетрясения распространяется в северо-восточном и юго-западном направлениях, достигая длины, превышающей 80 км.

Используя ранее полученные результаты [9–11], возможно предположить, что в радиусе зоны, обозначенной пунктиром (см. рис. 3, см. рис. 5), можно ожидать вероятное возникновение очага, достаточно сильного землетрясения, минимальная интенсивность которого предположительно может быть определена в пределах зоны высокой интенсивности напряжений, ограниченной изобарой 30 МПа.

Допустим, что протяженность возможного разрыва соответствует протяженности зоны интенсивности напряжений > 30 МПа, т.е. порядка 50 км. Тогда априорную оценку возможной интенсивности землетрясения можно получить, исходя из эмпирической зависимости между протяженностью разрыва и магнитуды землетрясения. По данным [12]:

$$\begin{aligned} \log_{10}(L_f) &= 0.44 \times M - 1.29, \\ M &= 2.932 + 2.27 \times \log_{10}(L_f), \end{aligned} \quad (13)$$

минимальное значение магнитуды, при длине разрыва $L_f = 50$ км, можно оценить величиной $M = 6.79$. Если использовать формулу по данным [35]:

$$M = 4.76 + 1.53 \times \log_{10}(L_f), \quad (14)$$

полученное значение магнитуды будет оценено в $M = 7.36$.

Для сопоставления результатов моделирования определенный интерес представляют и инструментальные геодезические данные. Для инструментальной оценки косейсмических движений и деформаций земной поверхности эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения нами были использованы данные повторных геодезических наблюдений [36], полученные линейно-угловыми методами измерений. Высокая магнитуда землетрясения обеспечила аномально высокие смещения (доходящие до 1 метра), величины которых

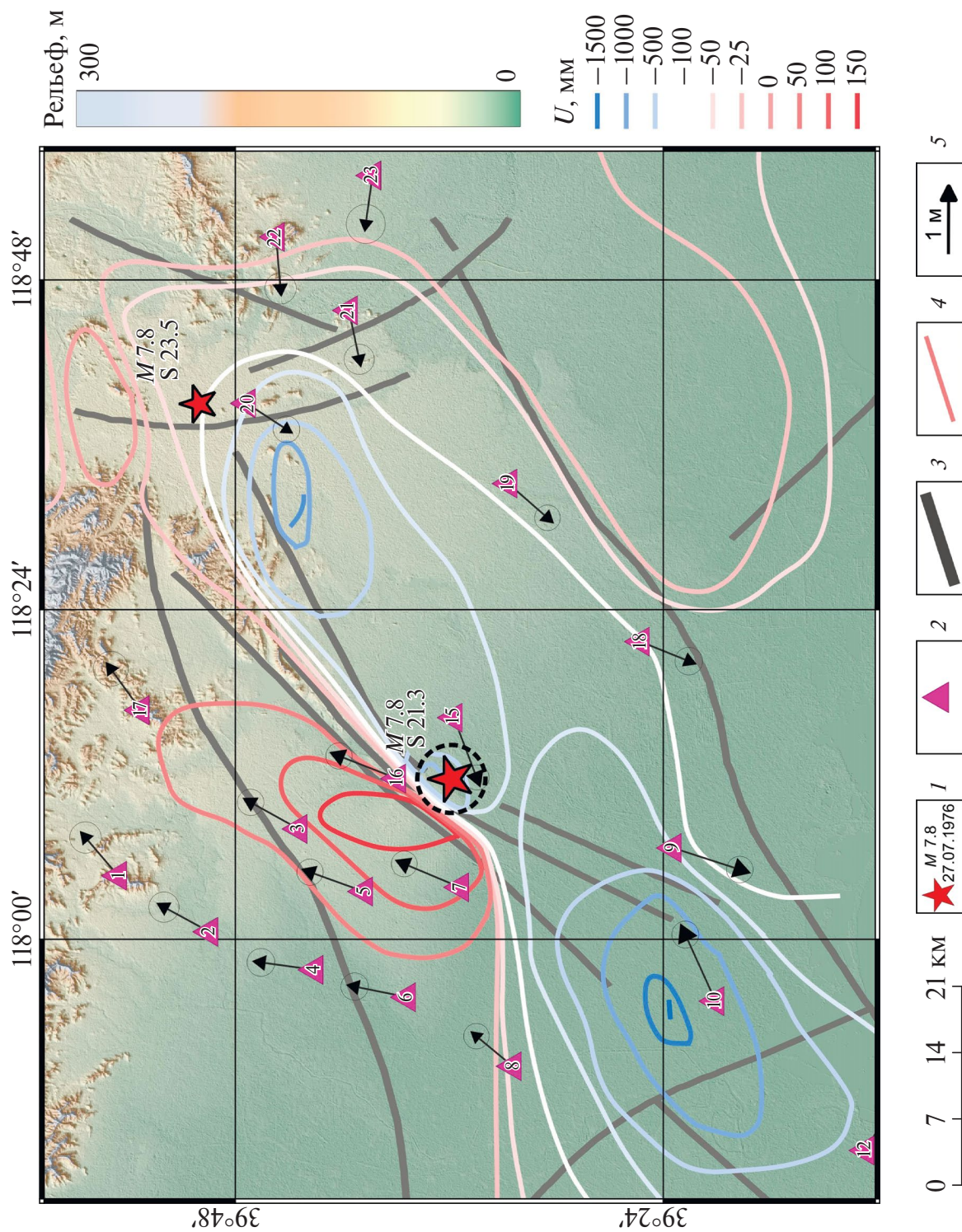


Рис. 6. Векторы косейсмических движений и изолинии косейсмических подъемов и опусканий U эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения (по данным [32, 36]).

1 – эпицентры землетрясений; 2 – геодезические пункты; 3 – тектонические разломы;
4 – изолинии вертикальных деформаций (на шкале: цветом от синего к красному обозначена величина деформации); 5 – векторы косейсмических движений

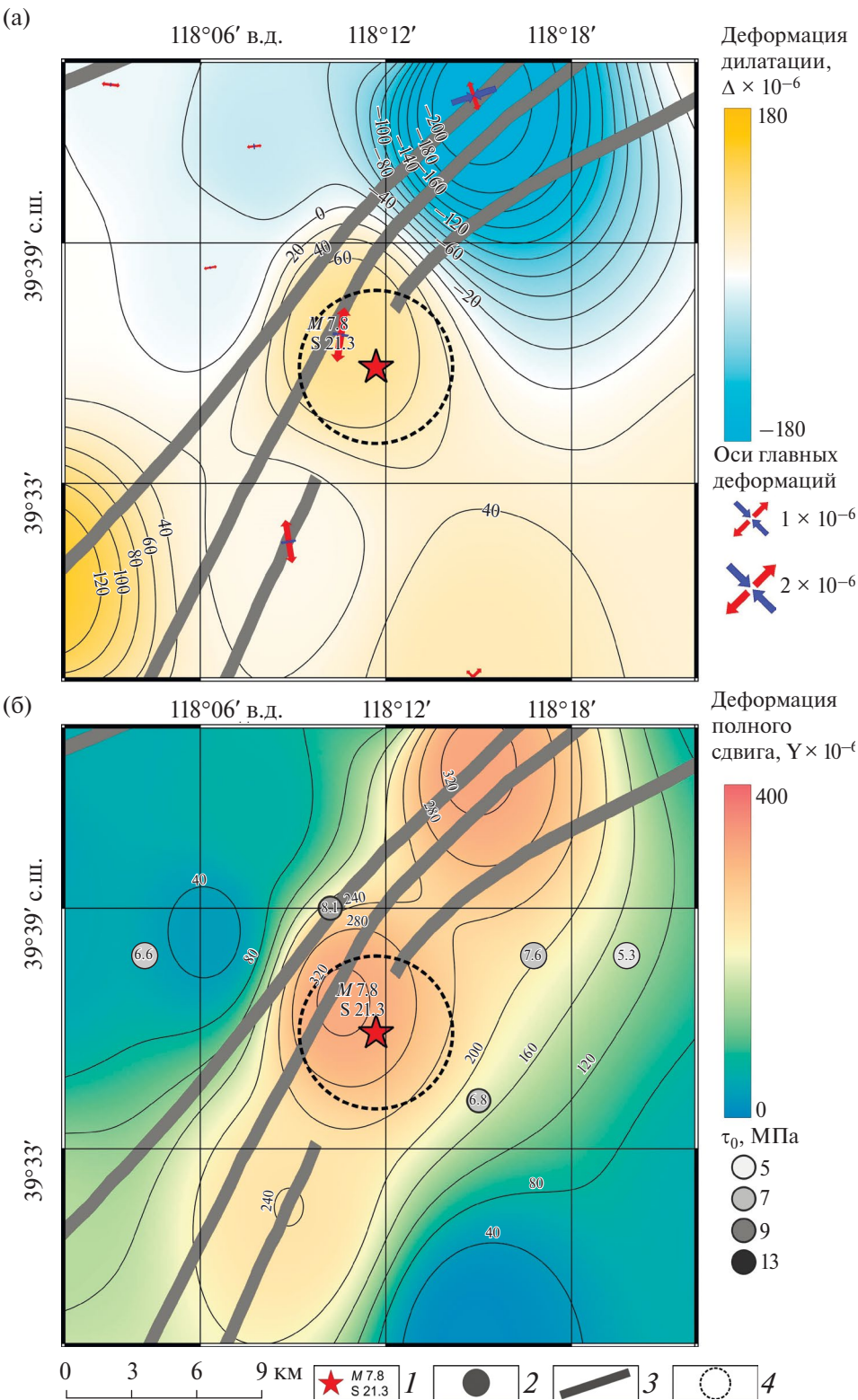


Рис. 7. Поле косейсмических деформаций эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения.
(а) – деформация дилатации Δ и ориентация главных деформаций;
(б) – деформация полного сдвига γ и значения напряжений сдвига τ_0 (по данным [18]).
1 – эпицентры землетрясений; 2 – землетрясения с оценками напряжений (на шкале: переход цвета от холодного к теплomu отражает величину напряжений); 3 – тектонические разломы; 4 – область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

можно надежно зарегистрировать линейно-угловыми геодезическими методами.

Цикл геодезических измерений выполнялся до (в 1975 г.) и после (в 1976 г.) сейсмического события. В работе [36] приводятся исходные данные смещений земной поверхности, параметры деформаций были вычислены по приведенной методике.

Значения деформаций земной поверхности также представлены аномально высокими значениями: дилатация Δ в диапазоне от -180×10^{-6} до 180×10^{-6} , деформация сдвига γ в диапазоне от 0 до 400×10^{-6} .

Правосторонний сдвиг при распространении разрыва отражен в противоположных направлениях векторов смещений восточного и западного крыльев разрыва и вертикальных подъемах земной поверхности и положительной дилатации в области эпицентра главного толчка (рис. 6; рис. 7, а).

Положительные и отрицательные области дилатации на юго-западе и северо-востоке предположительно вызваны правосторонним сдвигом западного крыла разрыва.

При этом сдвиговый механизм однозначно выражен в аномально высоких деформациях сдвига, в котором проявляется протяженная зона, ориентированная вдоль разломов F2, F3, F4 (см. рис. 7, б; см. рис. 2).

По данным [18] напряжения сдвига τ_0 также имеют хорошее соответствие с распределением деформации сдвига γ . Слабые афтершоки с $\tau_0 \sim 5\text{--}7$ МПа выстраиваются вдоль изолиний деформаций сдвига $\gamma \sim 160\text{--}240 \times 10^{-6}$. Эпицентр главного события с $\tau_0 = 21.3$ соответствует области наибольших значений деформации сдвига около $\gamma = 300 \times 10^{-6}$. При этом для эпицентральной зоны землетрясения характерны наибольшие значения смещений (пункты №№ 7, 9, 15, 16). В вертикальных косейсмических подъемах выражены эпицентральные зоны главного толчка и обоих сильных афтершоков (см. рис. 6).

Дилатация деформации в зоне эпицентра землетрясения соответствует сжатию, которое к северу, вдоль зоны разломов F2, F3, F4 меняется на противоположное состояние — растяжение (см. рис. 2).

Граница знакопеременного перехода деформации дилатации соответствует зоне высокого отношения действующих напряжений σ_{xx}/σ_{yy} до Тангшаньского землетрясения (см. рис. 5, а).

Таким образом результаты геодезических измерений косвенно служат дополнительным источником верификации результатов моделирования НДС.

В связи с изложенным представлением, определенный интерес представляет зарегистрированная аномалия ускорения силы тяжести, предшествующая Тангшаньскому землетрясению [32] (см. рис. 2).

Максимум приращения Δg достигает 90 мкГал непосредственно в будущем эпицентре землетрясения. Центральная часть аномалии Δg в пределах 70 мкГал вытянута в северо-западном направлении и соответствует области максимальной интенсивности напряжений (см. рис. 3, б).

В работе [39], в предположении роста плотности горных пород с ростом давления, выполнена оценка возможного гравитационного эффекта в центральной зоне аномалии при напряжении сдвига 100 МПа и модуле сдвига 2×10^4 МПа. Было получено значение 200 мкГал.

Если использовать результаты моделирования до главного толчка, и, принимая значение $\tau_{xy} = 30$ МПа, получаем значение $\Delta g_{\max} = 61$ мкГал, достаточно близкое к приведенным экспериментальным данным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты сопоставления независимых оценок напряжений сдвига в очагах сильных землетрясений, достигающих ~ 30 МПа и фоновых значений $\sim 5\text{--}8$ МПа, дают основание предположить, что моделирование НДС до Тангшаньского землетрясения имеет реальную физическую основу и может быть использовано для объяснения причин этого сильного тектонического события в условиях палеократона. По представленным результатам моделирования НДС, области концентрации тектонических напряжений локализованы в межразломном промежутке Тангшаньского разлома, достигая максимальных значений в окончании разломов $\sigma_1 \approx 50$ МПа и $\tau_{xy} \approx 20$ МПа. Гипоцентр главного сейсмического события (с учетом ошибки определения координат) находится в области интенсивности напряжений 35–50 МПа и отношения главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8\text{--}10$.

Рассматривая этот результат как ретроспективный прогноз места возможного эпицентра с радиусом 3 км, полагаем возможным рекомендовать к использованию подобные выявленные зоны для постановки геофизических исследований, включая глубокое бурение, с целью обнаружения краткосрочных предвестников сильных землетрясений и детального исследования физико-механических процессов в зонах окончания тектонических разломов.

Следует ожидать, что эти зоны являются местом старта разрыва, протяженность которого зависит от объема накопленной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений в прилегающей области. Для Тангшаньского землетрясения эта область соответствует высокой интенсивностью напряжений в полосе протяженностью свыше 30 км и ширине, достигающей 4.5 км, превышающий 30 МПа.

Исходя из результатов моделирования НДС эпицентральных зон Тангшаньского землетрясения, можно утверждать, что:

- внешнее поле тектонических напряжений создает локальную высокую концентрацию напряжений в окончаниях разломов и межразломных зонах активных тектонических разломов или в их окончаниях;

- накопленная упругая потенциальная энергия в межразломных разломах реализуется в виде образования разрыва;

- разрыв распространяется через зоны высокой интенсивности напряжений, сброс напряжений в которых поддерживает его распространение;

- протяженность разрыва при землетрясении определяется аккумулярованной потенциальной энергией тектонических напряжений в предшествующем развитии сейсмотектонического процесса.

Благодарности. Авторы благодарны руководству ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН за предоставленные оборудование и материалы. Авторы выражают признательность рецензенту А.Ф. Еманову (Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (АСФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Новосибирск, Россия) за комментарии и редактору журнала «Геотектоника» М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательную проработку и улучшение текста статьи.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-01349-23-00).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975. 535 с.
2. *Динник А.Н.* Устойчивость арок. — М.: ОГИЗ ГОСТЕХИЗДАТ, 1946. 127 с.
3. *Добровольский И.П.* Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. — М.: Физматлит, 2009. 240 с.
4. *Есиков Н.П.* Современные движения земной поверхности с позиции теории деформации. — Новосибирск: Наука, СО РАН. 1991. 226 с.
5. *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. — Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
6. *Зубков А.В.* Закон формирования природного напряженного состояния земной коры // Литосфера. 2016. № 5. С. 146–151.
7. *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. — М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
8. *Маневич А.И., Шевчук Р.В., Лосев И.В., Кафтан В.И., Урманов Д.И., Шакиров А.И.* Определение и визуализация параметров движений и деформаций земной поверхности по данным ГНСС-наблюдений в среде Python 3 и QGIS 3 // Геодезия и картография. 2023. № 12. С. 17–26. Doi: <https://doi.org/10.22389/0016-7126-2023-1002-12-17-26>
9. *Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринцев В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю.* Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102. Doi: <https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069>
10. *Морозов В.Н., Маневич А.И., Татаринцев В.Н.* Ретроспективный прогноз места и интенсивности двух сильных коровых землетрясений в Иране и Индии // Вулканология и сейсмология. 2023. № 3. С. 69–78. Doi: <https://doi.org/10.31857/S020303062370013X>
11. *Морозов В.Н., Татаринцев В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. $M_w = 6.6$) // Физика Земли. 2018. № 4. С. 68–78. Doi: <https://doi.org/10.1134/S0002333718040087>
12. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. — М.: Наука. 1976. С. 9–27.
13. *Селин К.В.* Изменение первоначальных горизонтальных напряжений массива с глубиной в различных регионах мира // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 10. С. 297–301.
14. *Шерман С.И., Семинский С.А., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. — Новосибирск: Наука, 1992. 258 с.
15. *Allen M.B., Macdonald D.I.M., Zhao X., Vincent S.J., Brouet-Menzies C.* Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China // Marine and Petrol. Geol. 1997. Vol. 14. P. 951–972.
16. *Bouasla S.* The 1976 China, Tangshan earthquake $M_w=7.8$ mechanism in retrospect // J. Appl. Sci. 2009. Vol. 9. Is. 15. P. 2714–2724. Doi: <https://doi.org/10.3923/jas.2009.2714.2724>
17. *Butler R.S., Gordon S., Kanamori H.* The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake — A complex sequence

- of intraplate events // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1979. Vol. 69. No. 1. P. 207–220. Doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0690010207>
18. *Chen P.-S., Xiao L., Bai T.-X., Wang X.-L.* The environments shear stress field for the 1976 Tangshan earthquake sequence // *ACTA Seismologica Sinica*. 1994. Vol. 7. Vol. 4. P. 549–557. Doi: <https://doi.org/10.1007/BF02650740>
 19. *Feng X., Ma J., Zhou Y., England P., Parsons B., Rizza M.A., Walker R.T.* Geomorphology and paleoseismology of the Weinan fault, Shaanxi, Central China, and the source of the 1556 Huaxian earthquake // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. No. 12. Doi: <https://doi.org/10.1029/2019JB017848>
 20. *Grown E.T., Hoek E.* Trends in relations between measured in situ stresses with depth // *Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sci.* 1978. Vol. 15. Is. 4. P. 211–215.
 21. *Guo H., Jiang W., Xie H.* Multiple faulting events revealed by trench analysis of the seismogenic structure of the 1976 $M_s=7.1$ Luanxian earthquake, Tangshan Region, China // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 147. P. 424–438. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.06.004>
 22. *Guo H., Zhao J.* The surface rupture zone and paleoseismic evidence on the seismogenic fault of the 1976 $M=7.8$ Tangshan earthquake, China // *Geomorphology*. 2019. Vol. 327. P. 297–306. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.006>
 23. *Li J.-H., Hao S.-J., Hu Y.-T.* Tectonic setting of the seismogeny of the 1976 Tangshan, China $M=7.8$ earthquake // *ACTA Seismologica Sinica*. 1998. Vol. 11. No. 5. P. 539–546. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11589-998-0068-9>
 24. *Li Y., Du J., Wang X., Zhou X., Xie C., Cui Y.* Spatial variations of soil gas geochemistry in the Tangshan area of northern China // *Article in Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2013. Vol. 24. No. 3. P. 323–332. Doi: [https://doi.org/10.3319/TAO.2012.11.26.01\(TT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2012.11.26.01(TT))
 25. *Li Z., Ni S., Roecker S., Bao F., Wei X., Yuen D.* Seismic imaging of source region in the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake sequence and its implications for the seismogenesis of intraplate earthquakes // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2018. Vol. 108. No. 3A. P. 1302–1313. Doi: <https://doi.org/10.1785/0120170389>
 26. *Liu K., Li Y., Nan Y., Liu B., Wang W.* Detailed shallow structure of the seismogenic fault of the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake, China // *Frontiers in Earth Sci.* 2022. Vol. 10. Doi: <https://doi.org/10.3389/feart.2022.946972>
 27. *Liu Y., Wang J., Chen J.-H., Li S., Guo B.* Seismogenic tectonic environment of 1976 Great Tangshan earthquake: results from dense seismic array observations // *Earth Sci. Frontiers*. 2007. Vol. 14. Is. 6. P. 205–213. Doi: [https://doi.org/10.1016/S1872-5791\(08\)60012-3](https://doi.org/10.1016/S1872-5791(08)60012-3)
 28. *Liu Y., Zhuang J., Jiang C.* Background seismicity before and after the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake: Is its aftershock sequence still continuing? // *Seism. Res. Lett.* 2021. Vol. 92. No. 2A. P. 877–885. Doi: <https://doi.org/10.1785/0220200179>
 29. *Mearns E., Sornette D.* A transfer fault complex to explain the geodynamics and faulting mechanisms of the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake China // *J. Asian Earth Sci.* 2021. Vol. 213. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2021.104738>
 30. *Qi J., Yang Q.* Cenozoic structural deformation and dynamic processes of the Bohai Bay basin province, China // *Marine and Petrol. Geol.* 2010. Vol. 27. P. 757–771. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.012>
 31. *Qu W., Gao Y., Zhang Q., Hao M., Wang Q.* Present crustal deformation and stress-strain fields of North China revealed from GPS observations and finite element modelling // *J. Asian Earth Sci.* 2019. Vol. 183. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.103959>
 32. *Ruihao L., Zhaozhu F.* Local gravity variations before and after the Tangshan earthquake ($M = 7.8$) and the dilatation process // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 97. Is. 1–4. P. 159–169. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90143-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90143-9)
 33. *Tian X., Gong J., Zhai Z.* Natural disasters and human capital accumulation: Evidence from the 1976 Tangshan earthquake // *Economics of Education Rev.* 2022. Vol. 90. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.econedurev.2022.102304>
 34. *Tian Z.-Y., Han P., Xu K.-D.* The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 208. P. 341–363. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90354-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90354-9)
 35. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1994. Vol. 84. No. 4. P. 975–1002. Doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>
 36. *Yong-Ge W., Yong-Kui W., Zhi-Tong J., Shu-Zhong S., Zhao-Cai L., Fan Y., Tian F.* Rupture distribution of the 1976 Tangshan earthquake sequence inverted from geodetic data // *Chin. J. Geophys.* 2017. Vol. 60. No. 6. P. 583–601. Doi: <https://doi.org/10.1002/cjg2.30070>
 37. *Yu F., Koyi H.* Cenozoic tectonic model of the Bohai Bay Basin in China // *Geol. Magazine*. 2016. Vol. 153. Is. 5–6. P. 866–886. Doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756816000492>
 38. *Zhang G., Ji Y., Guo H., Hu X.* Complex fault geometry of the 1976 $M_s=7.8$ Tangshan earthquake source region in North China // *Tectonophysics*. 2022. Vol. 845. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229642>

Modeling of Stress-Strain State and Coseismic Effects of Epicentral Zone of Tangshan Earthquake (Southeastern China)

V. N. Morozov^a, A. I. Manevich^{a, b, *}, I. V. Losev^a

^a*Geophysical Center of Russian Academy Sciences, bld. 3, Molodezhnaya st., 119296 Moscow, Russia*

^b*University of science and technology (MISIS), bld. 4, Leninsky pr., 119049 Moscow, Russia*

**e-mail: ai.manevich@yandex.ru*

The paper presents the results of numerical modeling and analysis of stress-strain state of the epicentral zone of the strong earthquake in the north-east of China, which occurred on 27.07.1976 with $M_s=7.8$. Many present-day works continue to discuss the reasons for such a strong earthquake, which occurred in tectonic conditions – far from interplate boundaries, inside the Tangshan tectonic block bounded by tectonic faults. However, published new geodynamic, seismological, geophysical and geodetic data provide confidence in the determining role of fault tectonics in this region.

Based on the analysis of the results of modeling of the stress-strain state preceding the Tangshan earthquake with coseismic geophysical and geodetic data, we propose a model of earthquake rupture formation. The results of comparison of independent estimates of shear stresses with the results of modeling in the sources of strong earthquakes suggest that the areas of tectonic stress concentration are localized in the interfault rupture of the Tangshan fault, reaching maximum values at the termination of fault ruptures $\sigma_i \approx 50$ MPa и $\tau_{xy} \approx 20$ MPa. The hypocenter of the main seismic event (taking into account the error of coordinate determination) is located in the region of stress intensity 35–50 MPa and the ratio of main stresses $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8$ –10. It should be expected that these zones are the starting site of rupture, the extent of which depends on the amount of accumulated elastic potential energy of tectonic stresses in the adjacent region. For the Tangshan earthquake, this area corresponds to a high intensity of stresses exceeding 30 MPa in a band with a length more than 30 km and a width reaching 4.5 km.

Keywords: Tangshan earthquake, stress-strain state, fault, coseismic deformation, shear stress

УДК 550.34

ПРИМЕНЕНИЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2024 г. И. У. Атабеков¹, *, А. И. Атабеков²

¹Институт сейсмологии АН РУз, д. 3, ул. Зулфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан

²НИИ Развития цифровых технологий и искусственного интеллекта при Министерстве цифровых технологий РУз, д. 17А, Буз-2, 100125 Ташкент, Узбекистан
*e-mail: atabekovi@mail.ru

Поступила в редакцию 2.01.2024 г.

После доработки 12.03.2024 г.

Принята в печать 09.07.2024 г.

Успешный прогноз землетрясений включает статистическое, тектоническое и физическое прогнозирование. Основными требованиями для прогноза является установление законов механики землетрясений и контроль геодинамического состояния в регионе в необходимые временные моменты. Однако решение этого вопроса сталкивается с трудностями как теоретического, так и практического характера. Несмотря на то, что на сегодняшний день специалистами всего мира собрана достаточно полная база данных по землетрясениям, тектоническим, электромагнитным, гидрологическим и другим признакам землетрясений, сам характер предсказания будущего очага остается неопределенным. Полученные результаты в мире по статистическому прогнозированию с помощью искусственного интеллекта дают надежду на возможность предсказывать землетрясения, если объединить их с тектоническим прогнозированием, разрушением материалов в экспериментальных условиях и численным моделированием под эгидой глубокого обучения нейросетевых технологий. В настоящем исследовании приведены первые результаты применения нейросетевых технологий для прогнозирования среднесрочных землетрясений в Ферганской впадине в Узбекистане.

Ключевые слова: тектоника, геодинамические обстановки, напряженное остояние земной коры, деформация, численная модель, искусственный интеллект, прогноз землетрясения

DOI: 10.31857/S0016853X24040032, EDN: ERCUHI

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение — это физический процесс высвобождения и перераспределения энергии в земной коре и мантии, который происходит под воздействием огромных сил, возникающих при подъеме мантийного вещества в океанических хребтах, которые, постепенно остывая и двигаясь к земной поверхности, взаимодействуют с существующими тектоническими плитами. При этом напряженно-деформированное состояние земной коры меняется и в местах, где прочность коры достигает критических значений, возникают трещины, которые возбуждают сейсмические волны. Они возникают на больших глубинах, где давление огромное, и сдвигам, в отличие от других видов деформирования, легче осуществляться, потому что они не требуют изменения объема.

Землетрясения чаще всего происходят на границах имеющихся разломов тектонических плит. Когда движение плит замедляется при их столкновении, в точке соприкосновения продолжает накапливаться потенциальная энергия. Она мо-

жет быть высвобождена в виде тепла и разрыва материала с выделением акустических волн, если прочность неровностей границ плит достигает предела.

Специалисты давно изучают напряженно-деформированное состояние земной коры в лабораторных условиях, проводя опыты на разрыв различных структурно неоднородных материалов, с целью применения результаты опытов для моделирования тектонических процессов. Сейсмологи находятся в поиске достоверных критических признаков, которые могут указывать на возможность возникновения землетрясения. При нахождении признаков, в зависимости от ситуации, срабатывает или не срабатывает тот или иной признак. Почему дают сбой эти признаки, — тоже не всегда удается распознать, чтобы разработать свод правил.

Машинное обучение нейросети может усовершенствовать сортировку признаков, разрабатывая надежные правила классификации. Нейросеть, изучая признаки, генерирует модель с помощью

алгоритмов непосредственно из самих признаков. Процесс генерации модели известен как машинное обучение. Сгенерированные нейросетью модели основаны на структуре мозга и состоят из сети с множеством связанных между собой слоев, имитирующих связанные нейроны.

Две наиболее распространенные задачи, которые выполняют модели машинного обучения — это классификация и прогнозирование. Во время обучения нейросеть загружается сейсмологическими, тектоническими, электромагнитными, гидродинамическими и другими данными. Обработка этих данных проводится с помощью различных критериев, например, Крамера—Мезеса, и сопровождается установленными эмпирическими закономерностями, такими как закон Гуттенберга—Рихтера, закон Омори.

При этом возможно использовать проверенные алгоритмы распознавания образов и различные модели расчета напряжений земной коры. Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (г. Москва, Россия) и Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (г. Москва, Россия) имеют огромный опыт распознавания мест возникновения сильных землетрясений на основе сейсмологических и тектонических параметров зон землетрясения [1, 2]. Разработанные в этих институтах методы анализа данных привели к успешному распознаванию мест сильнейших, сильных и значительных землетрясений в Евразии, Северной и Южной Америке.

Несмотря на огромный прогресс в этой области, предположения критических ситуаций пока остаются крайне неточными. Причин неточности прогноза много. Например, мониторинговые устройства принимают сигналы не только связанных с тектоническими процессами, но и множество сигналов от других источников, не связанных с землетрясением. При разработке машинного обучения нейросети, необходимо найти решение отсеивания подобных помех.

Ключевой особенностью современных нейросетей является то, что они могут анализировать данные и находить скрытые закономерности.

Rouet-Leduc and et al. [15] использовали лабораторный имитатор землетрясений для обучения нейросети прогнозированию землетрясений на основе данных, полученных от сейсмографов. На базе акустической эмиссии машина научилась отличать предварительные сигналы, предшествующие экспериментальным землетрясениям в лабораторных условиях. Были использованы алгоритмы

машинного обучения для систематического поиска комбинаций характеристик, которые тесно связаны с количеством времени, оставшегося до разрушения материала при проведении эксперимента.

Применение алгоритмов машинного обучения для предсказания магнитуды сильных землетрясений с использованием временной корреляции на основе сейсмологических баз данных проводится достаточно часто [2, 5, 6, 7, 10–13, 16–18, 20, 21].

Только в работе Salam and et al. [16] делается попытка прогнозирования одновременно места и времени на основе сейсмологических данных разделением рассматриваемого региона на несколько зон.

Ранее мы связали прогноз землетрясений с численным решением физических уравнений с достоверно полученными граничными условиями [8].

В настоящем исследовании мы объединили все эти разработки в обобщенный комплекс критериев для обучения алгоритма искусственного интеллекта с использованием полученных нами результатов математического моделирования прогнозирования землетрясений по ряду признаков в зонах динамического влияния Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разломов. Целью статьи является тестирование разработанного комплекса на примере сейсмоактивного региона Ферганской долины Узбекистана.

МАШИННОЕ ОБУЧЕНИЕ НЕЙРОСЕТИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Один из способов выполнения тектонического предсказания — это моделирование напряженно деформированного состояния земной коры и его численное решение. Зная точно структуру и физические свойства Земли, мы сможем построить уравнения, основанные на механике сплошной среды вязко-упруго-пластического тела, термодинамике и критериях разрушения массива горных пород и определяющих соотношениях на разломах.

Кроме того, если можем получить начальные и граничные условия, например, прямые данные GPS-наблюдений или измерить напряжения косвенно из геологических съемок, исторических и инструментальных сейсмических наблюдений, то можно решить уравнения, найти области с наибольшими скоростями накопления энергии деформации и места наиболее близкие к возникновению разрыва, что, возможно, позволило предсказать наиболее вероятное место и магнитуду землетря-

сения. Возможно предсказать, когда произойдет землетрясение, если знать скорость нагружения и условия разрушения.

Приближенность модели, а также неточности в граничных и начальных условиях могут привести к вычислению различных сценариев эволюции. Сейсмоактивный регион Узбекистана Ферганская впадина является наиболее изученным регионом (рис. 1).

Напряженно-деформированное состояние ее земной коры нами смоделирована с учетом наиболее активных ее разломов и их динамических зон влияния [4, 9]. Полученные модельные напряжения, скорости горизонтальных и вертикальных перемещений и другие параметры современных движений этой территории сопоставлены со всевозможными инструментальными и сейсмологическими данными, оценивающими геодинамическое состояние. Эту модель мы используем наравне с геолого-геофизическими, сейсмологическими, тектоническими и другими данными для среднесрочного прогнозирования сильных землетрясений с помощью метода глубокого обучения искусственного интеллекта. С этой целью рассматриваемый регион разделен на 17 зон для получения в среднем сейсмопрогностических параметров (рис. 2).

Однако для опытного варианта зоны получились не совсем морфометрически однородными.

Для каждой зоны мы определили следующие признаки:

- расстояния до ближайшей горной территории: $R \leq 30$ км, $30 < R \leq 70$, $R > 70$;
- морфологическое сочетание гор с предгорными возвышенностями;
- горы с подгорными равнинами;
- горы с горами;
- предгорные возвышенности с подгорными равнинами;
- высота рельефа $h \leq 1$ км, $1 < h \leq 2$ км, $h > 2$ км,
- перепад высот $dh \leq 1.5$ км, $1.5 < dh \leq 2.5$, $dh > 2.5$ км;
- количество разломов $1 \leq n \leq 2$, $n > 2$;
- пересечение разломов;
- длина основного разлома $L \leq 300$ км, $300 < L \leq 700$ км, $L > 700$ км;
- относительное тангенциальное напряжение по сравнению с мгновенной прочностью на сдвиг $\tau > 0.9$;
- вертикальные скорости вверх (современные движения);
- вертикальные скорости вниз (современные движения);

– региональное сжатие (характер напряженного состояния);

– региональное растяжение (характер напряженного состояния);

– сброс, взброс, сдвиг (характер землетрясения);

– разница коэффициента Рихтера – Гуттенберга от общего значения $\Delta b \geq 0$;

– разница относительной активности землетрясений от общего значения $\Delta A_{10} \geq 0$;

– наличие землетрясений с магнитудой $M \geq M_0$.

Мы составили таблицу (табл. 1, в клетке 1, если ответ “да”, в клетке 0, если ответ “нет”). Для определения 1–13 признаков использовалась топографическая карта (см. рис. 1).

Расположение и количество разломов (признаки 14–19) мы определили по результатам наших работ [4]. Напряжения, современные движения (признаки 20–22), и геодинамические состояния (признаки 23–27) определялись по результатам моделирования [8]. Признаков 28–30 для каждой зоны определили из сейсмологической базы данных с исторических времен по 2023 г. согласно [19] и дополненной с нашими данными.

В нашей работе мы применили алгоритмы искусственного интеллекта LSTM (Long–Short Term Memory) и ANN (Artificial Neural Network) для прогнозирования землетрясений с пространственно-временной постановке. Рекуррентная архитектура состояла из 128 модулей. Входными параметрами являются сейсмологические данные отдельно для каждой зоны (дата землетрясения, географические координаты, глубина очага, магнитуда землетрясения и плюс 30 признаков, приведенных в таблице).

Сеть обучалась с использованием сейсмологических данных с интервалом в нескольких лет. Отклонение на каждом слое определялось методом среднеквадратической ошибки. Шкалы были оптимизированы с использованием метода Адама. Выходной слой состоит из двух параметров (магнитуды и зона следующего землетрясения).

Полученные результаты показали, что LSTM и ANN сети способны прогнозировать землетрясения, используя пространственно-временные корреляции.

Применение метода декомпозиции (обучение производится отдельно для зон однородных по морфологическим признакам) дополнительно улучшает производительность системы, позволяя достичь точности прогноза до 88.57% для определенных групп подобластей. Обучение дает среднеквадратическую ошибку 0.14.

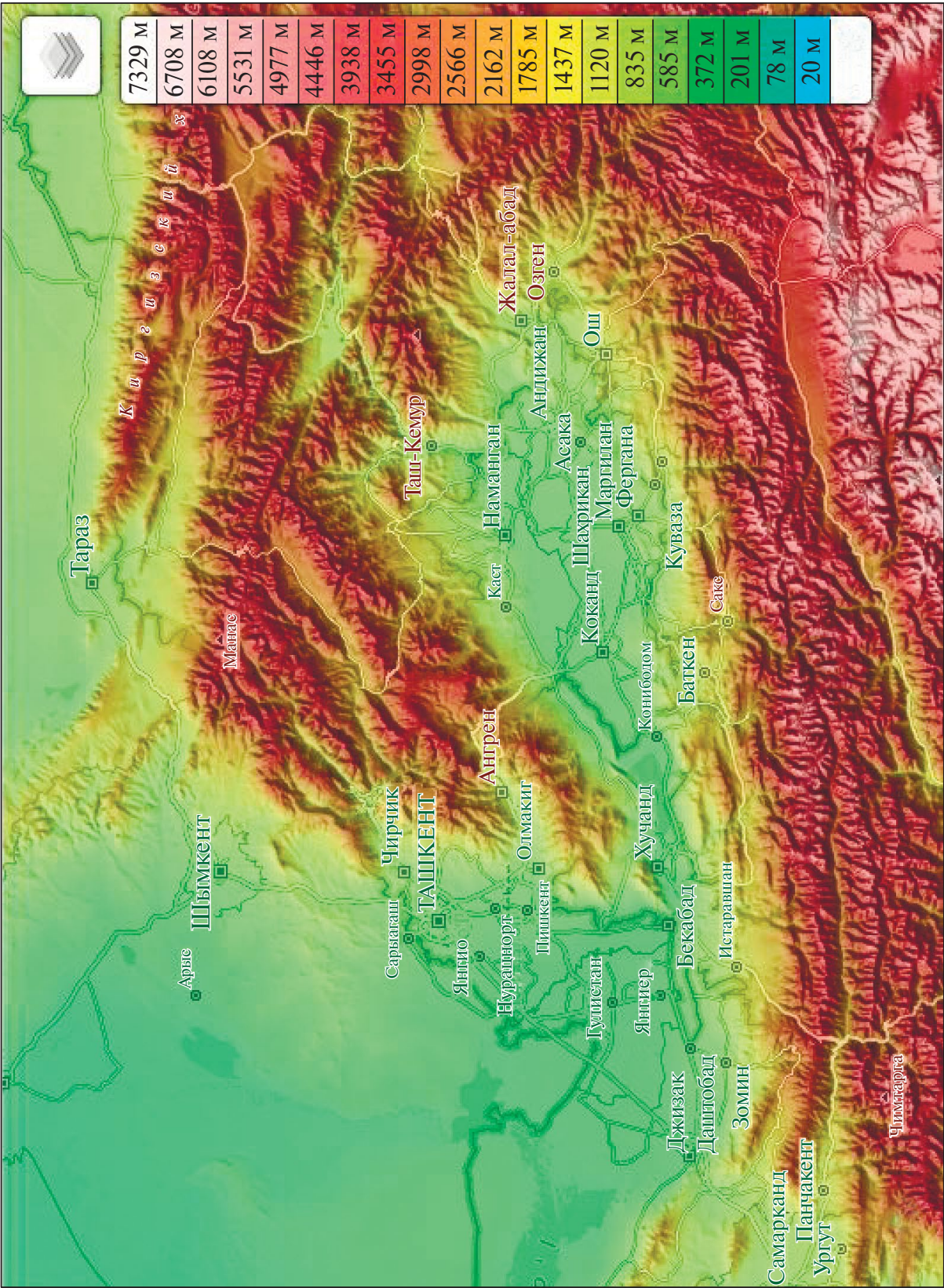


Рис. 1. Топографическая карта Ферганской впадины и ее окружения (по данным [22]).

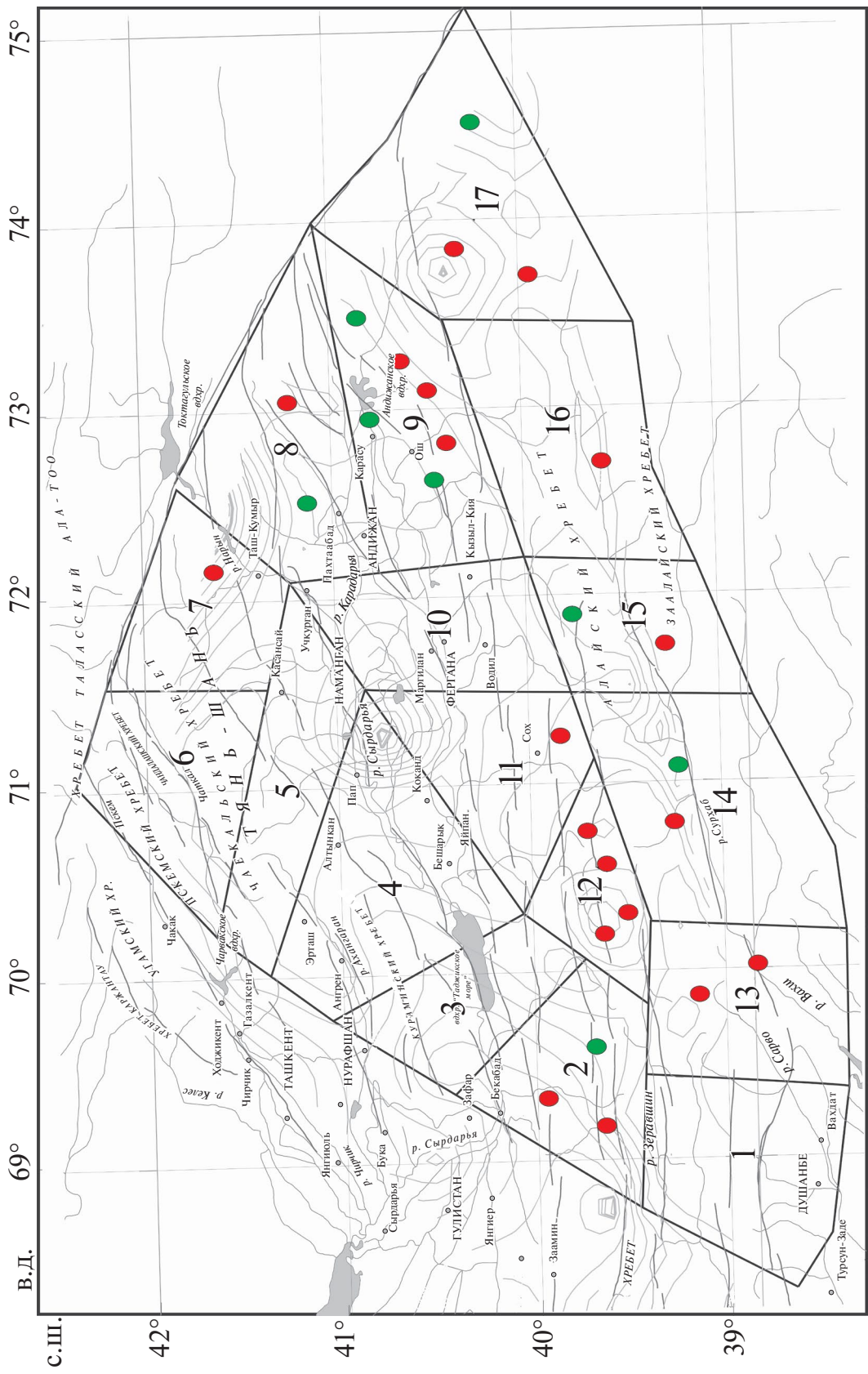


Рис. 2. Территория Ферганской впадины, разделенная на 17 зон, с указанием активных разломов. Показаны сейсмические события: реальные (кружочки красным); точно предсказанные с помощью алгоритма LSTM (кружочки зеленым).

Табл. 1. Признаки, характерные для мест сильных землетрясений с $M > 6.5$

Зоны	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	0	0	0
2	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	1	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0	1
3	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
4	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	1	0	0
5	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1
6	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	1	1	0	0	0	1
7	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	1
8	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0
9	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	1	0	1
10	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1
11	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1
12	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0
13	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0
14	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0
15	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0
16	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0
17	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1	1	0

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ
ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Представлены результаты эксперимента (табл. 2). Сначала для обучения нейросети использовались сейсмологические данные с 30 признаками, выбранные исключительно для Ферганской впадины [8].

Ретроспективный анализ проделан по отдельным датам с помощью LSTM (см. табл. 2). Нейросеть обучалась с использованием базы данных до 1994 г. включительно.

На вход подавалось последнее землетрясение, произошедшее в 1994 г. с соответствующими признаками в зонах.

На выходе фиксировалась магнитуда и зона будущего землетрясения на 1995 год. Аналогично про-

верялись данные на 2006, 2008, 2011 и 2014 годы. Из-за того, что для территории Ферганской впадины количества сильных землетрясений недостаточно много, машина могла определить землетрясения с наибольшей магнитудой до $M = 4.6$.

Затем было решено провести глубокое обучение на более широкой сейсмологической базе, а именно – для всей Центральной Азии и затем провести переобучение для территории Ферганской впадины. Поскольку для Центральной Азии в данное время мы не имели 30-ти признаков, обучение производилось исключительно по временному сейсмологическому ряду. Этот прием немного улучшил результаты и дал возможность предсказать землетрясения до магнитуды $M = 5.4$.

Табл. 2. Ретроспективный анализ землетрясений избранных лет по алгоритму LSTM

Дата	с.ш	в.д.	Глубина	Реальная магнитуда (<i>M</i>): Зона	Предсказанная по LSTM магнитуда(<i>M</i>): Зона
1995	39.4	71.0	5.0	5.1:14	4.45:14
2006	39.53	73.65	5.0	5.0:17	4.6:17
2008	39.5	73.7	30.0	4.5:17	4.6:17
2011	39.55	73.1	30.0	4.8:16	4.6:16
2014	39.38	71.75	13.0	4.7:15	4.5:15

Табл. 3. Сильные землетрясения, произошедшие в 2023 году в Ферганской впадине (по сейсмологической базе данных [4])

Год	Месяц	День	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Глубина (км)	Магнитуда (<i>M</i>)	Зона
2023	1	5	39°04'	70°55'	12	4.4	14
2023	1	5	40°27'	74°29'	10	4.0	17
2023	1	20	39°04'	70°58'	10	4.7	14
2023	2	15	40°30'	72°82'	20	4.0	9
2023	2	23	40°24'	73°12'	2	4.0	16
2023	3	18	39°67'	70°00'	10	4.3	2
2023	3	22	39°47'	70°00'	10	5.8	12
2023	3	23	39°45'	69°81'	30	4.5	2
2023	3	23	39°40'	69°92'	15	4.0	12
2023	3	23	39°40'	69°84'	15	4.0	12
2023	3	23	39°29'	70°04'	15	4.0	13
2023	3	29	39°57'	70°36'	13	4.3	12
2023	4	15	40°91'	72°92'	17	4.6	9
2023	4	28	39°25'	70°07'	15	4.0	13
2023	5	2	41°70'	71°60'	10	4.6	7
2023	5	26	40°32'	74°01'	20	4.2	17
2023	7	22	39°51'	72°10'	15	4.0	15
2023	8	17	40°99'	73°13'	10	4.6	9
2023	9	5	41°13'	72°63'	10	4.3	8
2023	9	11	40°10'	71°69'	10	4.5	10
2023	9	17	38°87'	71°70'	10	4.3	15

Табл. 4. Ретроспективный анализ землетрясений, произошедших за девять месяцев 2023 г. в Ферганской впадине с помощью алгоритмов LSTM и ANN

Реальная маннитуда (<i>M</i>)	Предсказанная маннитуда		Реальная зона	Предсказанная зона	
	LSTM	ANN		LSTM	ANN
4.0	4.3	3.9	17	17	17
4.7	4.7	4.1	14	14	14
4.0	4.4	4.3	9	9	9
4.0	4.0	3.7	16	8	16
4.3	4.5	4.4	2	2	2
5.8	4.3	3.9	12	7	7
4.5	4.8	5.6	2	7	8
4.0	5.3	4.1	12	9	8
4.0	4.4	4.0	12	9	8
4.0	4.4	4.0	13	9	8
4.3	4.4	3.8	12	9	8
4.6	4.1	3.6	9	9	9
4.0	4.0	3.5	13	7	7
4.6	4.4	3.8	7	7	8
4.2	4.5	4.5	17	8	17
4.0	4.5	3.9	15	15	15
4.6	4.0	3.3	9	9	9
4.3	4.0	3.3	8	8	7
4.5	4.1	3.6	10	10	10
4.3	3.8	3.4	15	7	7
—	4.4	4.4	—	12	12

На основе переобученной нейросети мы решили провести ретроспективный анализ землетрясений в Ферганской впадине, прошедшие за девять месяцев 2023 года (табл. 3). Были показаны землетрясения с магнитудой $M \geq 4$, реальные значения магнитуды и номера зон отмечены красным (см. табл. 3).

Анализ проводился последовательно следующим образом. На вход нейросети подавался первое землетрясение за 2023 год. На выходе нейросеть выдавала предсказанное значение магнитуды и номера зоны следующего землетрясения (табл. 4).

Аналогичный эксперимент проводился также с помощью алгоритма ANN. В таблице 4 зеленым

цветом показаны случаи, когда предсказанная зона совпадает с реальным местом землетрясений. Результаты нейросети по алгоритмам LSTM и ANN различаются в четырех случаях, где один алгоритм определяет, а другой не может точно определить место будущего землетрясения. Совместным использованием двух алгоритмов точно определены места 13-ти землетрясений из 21-го реального землетрясения. При этом случаи, где отклонение в магнитуде ΔM составляет не более 0.5, отмечены зеленым цветом (см. табл. 4).

Причин неполного соответствия несколько. Первая причина — это недостаточное количество для глубокого обучения сильных землетрясений.

Вторая причина состоит в том, что имеющиеся в мире сейсмологические базы данных, как правило, очищаются от форшоков и афтершоков и не содержат слабых землетрясений. Но только при глубоком обучении именно такие данные представляют важную информацию. И все же алгоритмы глубокого обучения LSTM и ANN сумели определить достаточно сильные землетрясения с магнитудой до $M = 5.6$, указав начальные даты, с точностью до нескольких дней.

Однако целью сейсмологии никогда не было предсказание слабых землетрясений, их достаточно много происходит в наши дни. Всем нужно предсказывать внезапные и катастрофические толчки. Для машинного обучения это, казалось бы, представляет парадокс: самые крупные землетрясения, которые сейсмологам больше всего хотелось бы предсказывать, случаются редко. Как нейросеть сможет получить достаточные объемы обучающих данных, чтобы уверенно предсказывать их? — ученые сталкиваются с отрезвляющей правдой: хотя физические процессы, приводящие к разлому на грань землетрясения, и могут стать предсказуемыми, само возникновение землетрясения — рост небольших сейсмических возмущений, приводящих к полномасштабному разрыву разлома — по мнению большей части ученых, содержит элемент случайности. Если это так, то вне зависимости от качества обучения машин, они, возможно, никогда не смогут предсказывать землетрясения так, как ученые смогли предсказывать другие природные катастрофы.

Однако крупный японский сейсмолог Моги, еще в середине 1950-х гг., анализируя пессимизм и оптимизм относительно возможности предсказания землетрясений вообще, указывал, что пессимизм имеет место в тех конкретных случаях, когда отсутствует достаточно полное наблюдение предвестников. И наоборот, успешное предсказание Хейчингского землетрясения 1975 г. в Китае осуществилось благодаря использованию всех возможных предвестников, включая теоретические, инструментальные, и всех возможных информационных данных. Для обработки таких массивов данных незаменимым помощником является глубокое обучение.

ВЫВОДЫ

Для среднесрочного прогноза землетрясений анализа в земной коре Ферганской депрессии Узбекистана авторы проделали следующее:

— статистический, тектонический и физический прогноз землетрясений обобщен в комплекс критериев для алгоритма глубокого обучения искусственного интеллекта;

— для использования в виде входных параметров машинного обучения выбраны предвестниковые признаки землетрясений применительно к земной коре Ферганской депрессии разделением ее на 17 узких зон;

— с помощью алгоритмов LSTM и ANN проведено глубокое обучение нейросети для предсказания мест и времени будущих землетрясений;

— произведен ретроспективный анализ реальных землетрясений за нескольких лет, включая девять месяцев 2023 г.

Полученные результаты показывают возможности проведения мониторинга землетрясений, если объединить научные и инструментальные данные в конкретном регионе.

Благодарности. Авторы благодарят А. Беимбетова (НИИ цифровой технологии и искусственного интеллекта, г. Ташкент, Узбекистан) и м.н.с. Ж. Мамарахимова (Институт сейсмологии, г. Ташкент, Узбекистан) за техническую помощь при выполнении работы. Авторы также признательны анонимным рецензентам за ценные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена по гранту Фонда по поддержке сферы сейсмологии, обеспечения сейсмостойкости сооружений и сейсмической безопасности при Кабинете Министров Республики Узбекистан на 2023.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гвишиани А.Д., Соловьев А.А., Дзедобов Б.А. Проблема распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: актуальный обзор // Физика земли. 2020. № 1. С. 5–29. Doi: 10.31857/S0002333720010044
2. Као Д.Ч. Исследование и применение нейросетевых технологий в задаче прогнозирования землетрясений (На примере северо-западного района Вьетнама). — Дис. ... к. т. н., (РУДН, г. Москва, Россия. 2013), 166 с.
3. Кособоков В.Г., Щепалина П.Д. Времена повышенной вероятности возникновения сильнейших землетрясений мира: 30 лет проверки гипотезы в реальном времени // Физика Земли/ 2020/ № 1. С. 43–52. Doi: 10.31857/S0002333720010068

4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1974 г. — Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина — М: Наука, 1977. 536 с.
5. *Asim K.M., Martínez-Álvarez F., Basit A., Iqbal T.* Earthquake magnitude prediction in Hindukush region using machine learning techniques // *Nat. Hazards*. 2017. Vol. 85. No. 1. P. 471–486. Doi: 10.1007/s11069-016-2579-3
6. *Ashif P., Hojjat A.* Neural network model for earthquake magnitude prediction using multiple seismicity indicator // *International Journal System*. 2007. Vol. 17. No. 1. P. 13–33.
7. *Ashit K.D.* Earthquake prediction using artificial neural networks // *Int. J. Research and Reviews in Computer Sci. (IJRRCS)*. 2011. Vol. 2. No. 6. P. 2079–2557.
8. *Atabekov I.U., Sadykov Yu.M.* Stress state of the Earth's crust in the Western Tien Shan in Central Asia (Uzbekistan): A mathematical stress model // *Geotectonics*. 2022. Vol. 56. No. 3. P. 306–320. Doi: 10.1134/S0016852122030037
9. *Atabekov I.U., Sadykov Yu.M., Ibragimov R.S.* The modern active tectonics of the Fergana depression (Uzbekistan): Based on the results of tectonophysical reconstruction of crustal stresses and mathematical modeling of the velocity field // *Geotectonics*. 2022. Vol. 56. No. 5. P. 631–637.
10. *Bangar D., Gupta D., Gaikwad S., Marekar B., Patil J.* Earthquake prediction using machine Learning Algorithms // *Int. J. of Recent Technology and Engineering*. 2020. Vol. 8. Is. 6. P. 4684–4688. Doi:10.35940/ijrte.E9110.018620
11. *DeVries P.M.R., Viégas F., Wattenberg M., Meade B.J.* Deep learning of aftershock patterns following large earthquakes // *Nature*. 2018. Vol. 560. P. 632–634. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0438-y>
12. *Kuyuk H.S., Susumu O.* Real time classification of earthquake using deep learning // *Procedia Computer Sci.* 2018. Vol. 140. P. 298–305. Doi: 10.1016/j.pro.2018.10.316
13. *Mahmoudi J., Arjomand M.A., Rezaei M., Mohammadi M.H.* Predicting the earthquake magnitude using the multilayer perceptron neural network with two hidden layers // *Civil Engineer. J.* 2016. Vol. 2. No. 1. P. 1–12.
14. *Panakkat A., Adeli H.* Recurrent neural network for approximate earthquake time and location prediction using multiple seismicity indicators // *Computer-Aided Civil and Infrastructure Engineering*. 2009. Vol. 24. No. 4. P. 280–292.
15. *Rouet-Leduc B., Hulbert C., Lubbers N., Barros K., Humphreys C.J., Johnson P.A.* Machine learning predicts laboratory earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. P. 9276–9282. Doi: <https://doi.org/10.1002/2017GL074677>
16. *Salam M., Ibrahim L., Abdelminaam D.* Earthquake prediction using hybrid machine learning techniques // *International Journal of Advanced Computer Science and Applications*. 2021. Vol. 12. No. 5. Doi: 10.14569/IJACSA.2021.0120578
17. *Shcherbakov R., Zhuang J., Zöller G., Ogata Y.* Forecasting the magnitude of the largest expected earthquake // *Nature Communications*. 2019. Vol. 10. Art. 4051. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11958-4>
18. *Shi Y., Zhang B., Zhang S., Zhang H.* On numerical earthquake prediction // *Earthquake Sci.* 2014. Vol. 27. No. 3. P. 319–335. Doi: 10.1007/s11589-014-0082-z
19. *Sholz C.H.* A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction // *Nature*. 1977. Vol. 267. P. 121–124.
20. *Vardaan K., Bhandarkar T., Satish N., Sridhar S., Sivakumar R., Ghosh S.* Earthquake trend prediction using long short-term memory RNN // *International Journal of Electrical and Computer Engineering (IJECE)*. 2019. Vol. 9. No. 2. P. 1304–1312. Doi: 10.11591/ijece.v9i2.
21. *Wang Q., Guo Y., Yu L., Li P.* Earthquake prediction based on spatio-temporal data mining: An LSTM network approach // *Transactions on Emerging Topics in Computing (IEEE)*. 2020. Doi: 10.1109/TETC.2017.2699169
22. Space image, <https://topographic-map.com> (Accessed January, 2024).

Application of Neural Network Technologies for Tectonic Earthquake Forecast

I. U. Atabekov^{a, *}, A. I. Atabekov^b

^a*Mavlyanov Institute of Seismology, Academy of Sciences of Republic of Uzbekistan,
bld. 3, st. Zulfiyakhanum, 100028 Tashkent, Republic of Uzbekistan*

^b*Digital Technology and Artificial Intelligence Research Institute, Ministry of Digital Technologies of Republic of Uzbekistan,
bld. 17A, BUZ-2, 100125 Tashkent, Republic of Uzbekistan*

**e-mail: atabekovi@mail.ru*

Successful earthquake prediction includes statistical, tectonic and physical forecasting. The main requirements for this are the establishment of the laws of earthquake mechanics and control of the geodynamic state in the region at the right times. However, resolving this issue faces difficulties of both theoretical and practical nature. Despite the fact that specialists all over the World have collected the fairly complete database on earthquakes, tectonic, electromagnetic, hydrological, etc. signs of earthquakes, the very nature of predicting the future source remains uncertain. The results obtained in the world on statistical forecasting using artificial intelligence give hope for the possibility of predicting earthquakes if we combine tectonic forecasting with the destruction of materials under experimental conditions and numerical modeling under the roof of deep learning neural network technologies. The paper provides the first results of predicting medium-term tectonic earthquakes using artificial intelligence for the Fergana depression in Uzbekistan.

Keywords: tectonic stress, deformation, numerical model, artificial intelligence, earthquake forecast

УДК 551.24, 550.93

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА): СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ Ar–Ar ДАТИРОВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

© 2024 г. Е. В. Ветров^{1, *}, Н. И. Ветрова¹, Т. А. Бирюкова^{1, 2}, А. Р. Агатова¹,
О. А. Гаврюшкина^{1, 2}, Д. Д. Булгакова^{1, 2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, д. 1, ул. Пирогова, 630090 Новосибирск, Россия
*e-mail: vetrov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 28.03.2024 г.

После доработки 23.06.2024 г.

Принята в печать 09.07.2024 г.

Тувинский рифтогенный прогиб, расположенный в северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), сформирован в раннем девоне на позднепротерозойских (?)–раннепалеозойских террейнах в результате активности Алтае-Саянского мантийного плюма. Осадочная летопись от среднего палеозоя до среднего мезозоя, сохранившаяся в Тувинском прогибе, и среднепалеозойские магматические комплексы, приуроченные к структурам прогиба, отражают этапы эволюции земной коры в Тувинском сегменте, необходимые для понимания истории геологического развития ЦАОП. Датирование акцессорных и породообразующих минералов магматических пород с помощью методов низкотемпературной геохронологии позволяет получить дополнительную информацию о постмагматических процессах и тем самым актуализировать модель тектонической эволюции региона.

В настоящей работе выполнена реконструкция этапов тектонического развития Тувинского прогиба в северной части ЦАОП на основе анализа геологических данных и новых данных Ar–Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий. В результате данного исследования уточнена хронология известных ранее этапов постмагматических процессов, проявленных в Тувинском прогибе, и выявлены новые этапы в связи с тектонической эволюцией ЦАОП. Ar–Ar датирование полевых шпатов, проведенное для восьми проб, показало четыре группы возрастов: (i) позднедевонские, (ii) среднекаменноугольные, (iii) раннепермские и (iv) раннеюрские. Позднедевонские (~377 и 375 млн лет) возрасты фиксируют импульс базитового магматизма, широко проявленного в северных сегментах ЦАОП (~380–365 млн лет). Среднекаменноугольные (~320 и 319 млн лет) даты могут быть связаны с закрытием Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана в результате Казахстанско-Сибирской коллизии. Раннепермские (~290–279 млн лет) возрасты согласуются с временем формирования позднекаменноугольных-раннепермских (~305–275 млн лет) крупных изверженных провинций в связи с рифтогенными процессами в северных сегментах ЦАОП. И наконец, единственная раннеюрская (~188 млн лет) датировка маркирует тектоническую перестройку ЦАОП в позднетриасовое-раннеюрское время в ответ на закрытие океана Палеотетис с последующей коллизией Киммерийских блоков и южной окраины Евразийского континента и/или активность Монгольского мантийного плюма.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский орогенный пояс, Тувинский прогиб, тектонические этапы, Ar–Ar датирование, базитовые интрузии, девонский период, каменноугольный период, юрский период

DOI: 10.31857/S0016853X24040045, **EDN:** EQYQNU

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский орогенный пояс (ЦАОП), окруженный Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами, сформирован в результате многочисленных субдукционно-коллизионных процессов в ходе

длительной эволюции и закрытия Палео-Азиатского океана, а также дальнейшего преобразования континентальной коры [17, 19, 43, 63, 70, 72] (рис. 1, а).

В реконструкции истории развития ЦАОП важная роль отведена восстановлению хронологии

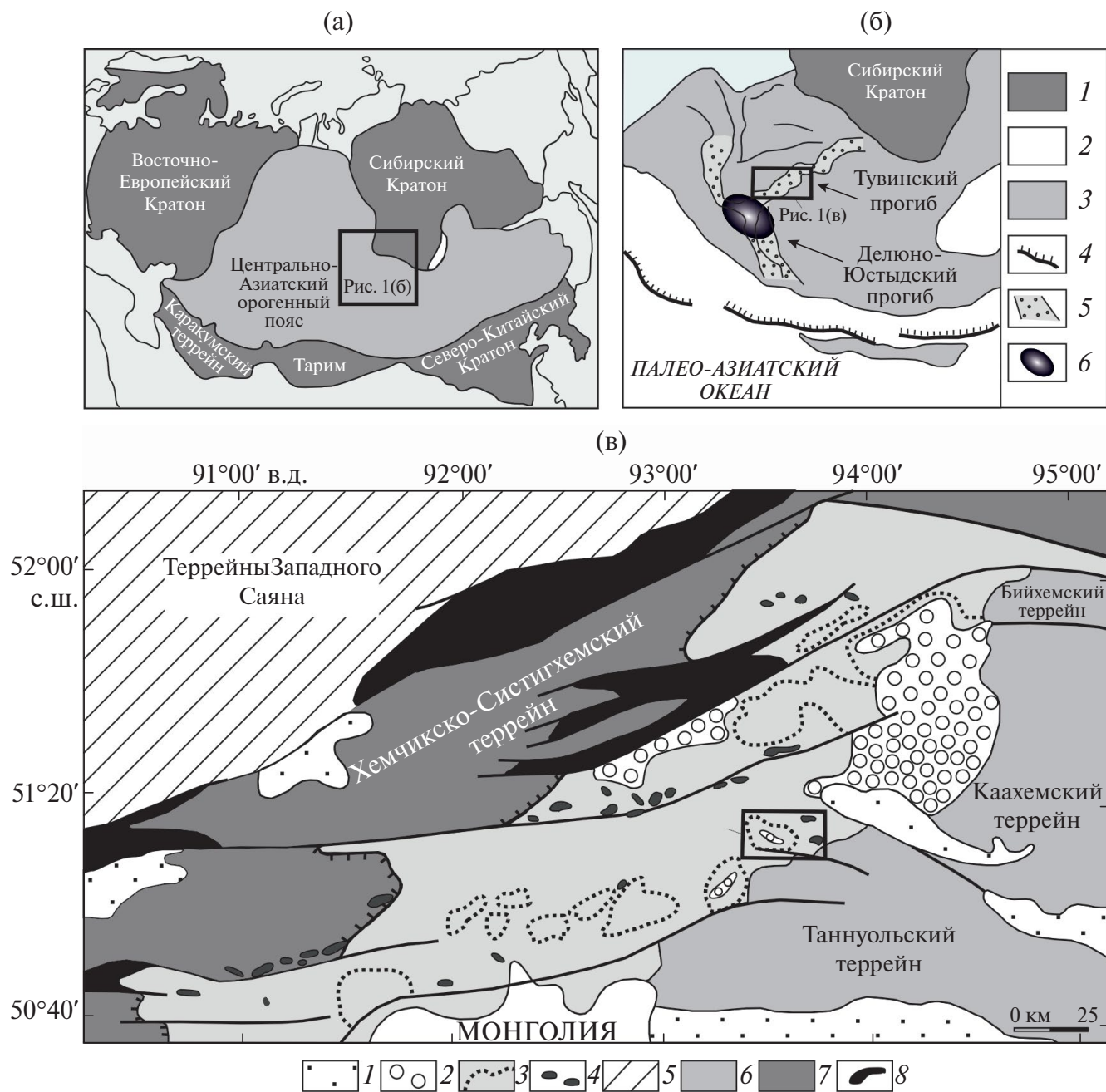


Рис. 1. Положение Тувинского прогиба в Центрально-Азиатском орогенном поясе (ЦАОП) (а), в строении Алтае-Саянской рифтовой системы (б), фрагмент упрощенной тектонической схемы Тувинского сегмента ЦАОП (в), (по данным [45]).

На (а): 1 – Сибирский кратон; 2 – Палео-Азиатский океан; 3 – позднепротерозойские (?)–раннепалеозойские островодужные и аккреционные террейны; 4–5 – зоны: 4 – субдукции, 5 – рифтогенеза; 6 – предполагаемая горячая точка.

На (в):

1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские впадины;

3 – стратифицированные образования Тувинского прогиба (пунктиром показаны каменноугольные мульды); 4 – базитовые интрузии Тувинского прогиба; 5–7 – террейны: 5 – раннепалеозойские турбидитовые Западного Саяна, 6 – позднепротерозойские (?)–раннепалеозойские островодужные и аккреционные Восточной Тувы, 7 – раннепалеозойский Хемчикско-Систигхемский; 8 – офиолитовые комплексы

и природы тектонических процессов в различных его сегментах. В данной работе рассмотрен Тувинский сегмент ЦАОП, где окончательное закрытие одной из ветвей Палео-Азиатского океана произошло к позднему ордовика (~450 млн лет) [8, 35, 67].

В ходе закрытия Палео-Азиатского океана в Тувинском сегменте протерозойские и раннепалеозойские тектонические блоки различной геодинамической природы были аккретированы к Сибирскому кратону, и, начиная с силурийского времени, рассматриваются в качестве юго-западного складчатого обрамления Сибири. Палеомагнитные данные показали ордовик–каменноугольные широтные перемещения Тувинского сегмента ЦАОП в единой структуре с Сибирским кратоном [25–27].

Дальнейшее постколлизийное развитие Тувинского сегмента ЦАОП связано с полихронным внутриплитным магматизмом, широко развитым в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента [34, 41, 46, 47].

Объектом данного исследования является Тувинский рифтогенный прогиб, сформированный на позднепротерозойских (?)–раннепалеозойских террейнах (см. рис. 1, б). Прогиб содержит мощную осадочную последовательность (>10 км) от среднего палеозоя до среднего мезозоя, которая является ценным источником информации об этапах эволюции земной коры ЦАОП в Тувинском сегменте.

В последние десятилетия появилось множество научных работ, посвященных средне-позднепалеозойской и мезозойской стратиграфии, а также магматизму Тувинского прогиба, однако, часто этапы его тектонического развития рассмотрены с различной степенью детальности и в отрыве друг от друга [2, 5, 9, 20, 21, 28, 36, 38, 40, 68].

В нашем исследовании проведен обзор стратиграфии и магматизма, и выполнено Ar–Ar датирование полевых шпатов из базитовых интрузий (даек, штоков, силлов) центральной части Тувинского прогиба. Проведенное Ar–Ar датирование полевых шпатов позволило выявить крупноамплитудное растяжение кристаллического фундамента (момент их внедрения) и/или этапы постмагматических тектонических процессов. Целью настоящей статьи является выявление этапов тектонического развития Тувинского прогиба в северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса на основе новых данных Ar–Ar низкотемпературной геохронологии и анализа геологических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Тувинский прогиб представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении крупный грабен шириной 50–80 км и протяженностью >500 км, осложненный субширотными разломами, образующими горсты [24] (см. рис. 1, в).

Отложения Тувинского прогиба находятся на позднепротерозойских (?)–раннепалеозойских Таннуольском, Каахемском, Бийхемском и других террейнах и представлены континентальными, преимущественно вулканогенными и терригенными, образованиями с возрастом от раннего девона до раннего мела (?).

К краевым частям Тувинского прогиба приурочены силурийские (или позднеордовикские–силурийские) отложения, формирующие брахисинклинальные ассиметричные складки, часто с пологими углами падения крыльев (10–25°). Ядерные части этих складок прорваны базитовыми интрузивными образованиями.

Девонские отложения слагают линейные ассиметричные синклинальные складки с углами падения крыльев от 30° до 45–55°.

Каменноугольные породы формируют брахиформные ассиметричные синклинальные складки, выстроенные в “цепочку” на протяжении всего Тувинского прогиба (см. рис. 1, в).

К осевым частям этих брахиформных складок приурочены мезозойские (юрские, до раннемеловых (?)) отложения. Типичным примером такой брахиформной складки является Онкажинская мульда в центральной части Тувинского прогиба (рис. 2).

Развитие структуры центральной части Тувинского прогиба контролировалось Убсунур–Бийхемской и Унгешской разломными зонами.

Эти разломные зоны сформированы в позднепротерозойское (?)–раннепалеозойское время в ходе субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов в Тувинском сегменте Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), и испытывали многочисленные эпизоды реактивации вплоть до кайнозоя [5, 7].

Убсунур–Бийхемский и Унгешский разломные зоны представляют собой сбросы или сбросо-сдвиги с крутым ($\angle 70\text{--}80^\circ$) падением сместителей и амплитудой смещения до 2 км [12]. По мере пространственного удаления от этих разломных структур степень напряженности складок центральной части Тувинского прогиба уменьшается.

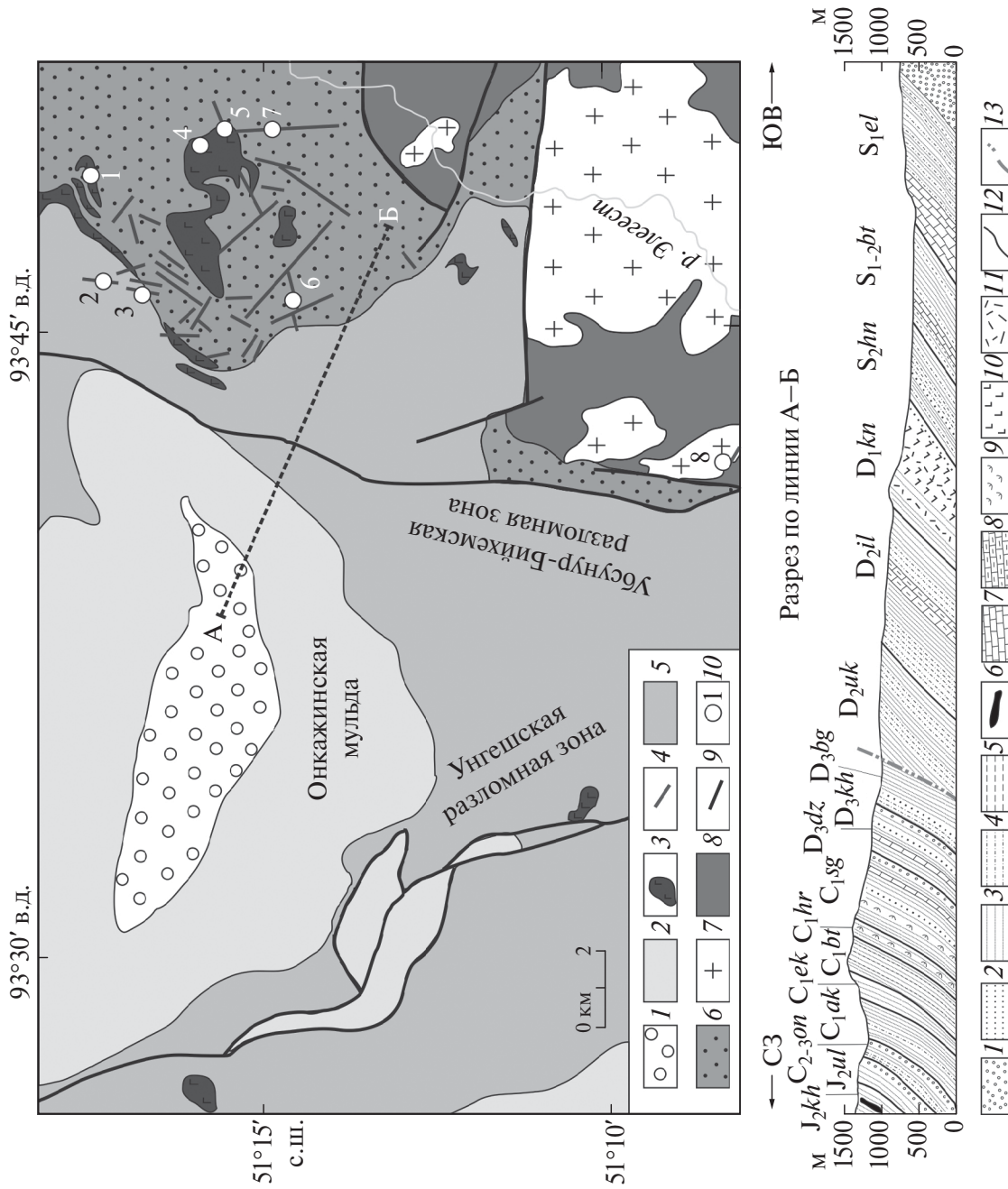


Рис. 2. Геологическая схема и разрез краевой части Тувинского прогиба с указанием мест отбора проб для Аг-Аг датирования полевых шпатов. На схеме: 1 – юрские отложения; 2 – каменноугольные отложения; 3, 4 – базитовые интрузии (3 – силлы, штоки; 4 – дайки); 5 – девонские отложения; 6 – силурийские отложения; 7 – кембрийские гранитоиды; 8 – кембрийские вулканогенные образования; 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора проб для Аг-Аг геохронологических исследований. На разрезе: 1 – конгломераты; 2 – правелилиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – каменный уголь; 7 – известняки; 8 – мергели; 9 – туфы; 10 – базальты; 11 – риолиты; 12 – стратиграфический контакт; 13 – тектонический контакт

ЭТАПЫ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

В пределах Тувинского прогиба выделяются раннедевонский и позднедевонский—раннекаменноугольный (?) тектономагматические этапы, в ходе которых были сформированы вулканогенные толщи контрастной риолит-базальтовой ассоциации и разноглубинные интрузии [5, 38].

В раннем девоне в пределах Тувинского прогиба происходило внедрение роев даек и силлов базитового состава и формирование мощных (1.5–4 км) вулканогенных толщ в результате активного подъема расплавов в обстановке растяжения.

Вулканогенные толщи в центральной части Тувинского прогиба выделены в кендейскую свиту и сложены лавами и туфами базальтов, андезибазальтов, дацитами, риодацитами, риолитами и их туфами с маломощными линзами и прослоями синхронных осадочных пород.

Продукты раннедевонского (~397 млн лет) магматизма Тувинского прогиба имеют много общего с ранне-среднедевонскими (407–392 млн лет) магматическими образованиями Минусинского, Канского, Агуйского и других грабенных в северной части ЦАОП и рассматриваются в составе Алтае-Саянской крупной изверженной провинции [9, 68].

Ранее предполагалось широкое развитие субщелочных гранитоидных комплексов ранне-среднедевонского возраста в краевых частях Тувинского прогиба, синхронных с вулканогенными образованиями. Однако современные геохронологические исследования показали их раннепалеозойский возраст — кембрийский или ордовикский [6, 16, 65].

Более поздний этап магматической активности в пределах Тувинского прогиба характеризуется внедрением интрузивных образований базитового состава в позднедевонское время (374 млн лет по [5]). Базитовые интрузии — дайки, штоки и силлы, образуют узлы интрузивных тел среди силурийских и девонских отложений, концентрирующиеся в местах пересечения разнонаправленных разломов.

Предполагается, что позднедевонский этап магматизма в пределах Тувинского прогиба развивался в обстановке растяжения литосферы в связи с активностью мантийного плюма, продолжающейся с раннего девона [5].

СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Осадочная последовательность Тувинского прогиба, включая силурийские отложения, приуроченные к его краевым частям прогиба, изучена по руч. Онкажа левого притока р. Элегест (см. рис. 2).

В основании изученного разреза со структурным несогласием на породах раннего и среднего кембрия залегают красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты раннесилурийской элегестской свиты (рис. 3).

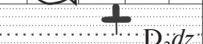
Выше по разрезу терригенные разности переслаиваются с карбонатными породами, которые содержат разнообразные фаунистические остатки (брахиоподы, кораллы, мшанки, криноидеи, конодонты, ихтиофауну и др.). На элегестской свите согласно залегает байтальская свита, сложенная переслаивающимися лиловыми и зеленовато-серыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков с остатками брахиопод *Isorthis markovskii* (Tchern.), *Tuvaella gigantea* Tchern., *Camarotoechia cumurtukensis* Tchern., табулят *Roemeria asiatica* Chekh. и мшанок *Heterotrypa enormis* Astr [32, 36]. Пестроцветные тонкослоистые отложения байтальской свиты сменяются красноцветными неясно слоистыми песчаниками позднесилурийской хондергейской свиты.

На силурийских отложениях несогласно, с базальными конгломератами, залегает вулканогенно-осадочная кендейская свита, сложенная лавами и туфами с маломощными прослоями осадочных пород (конгломератов, песчаников и алевролитов).

Выше по разрезу несогласно залегают образования среднедевонской илеморовской свиты, которая представлена сероцветными известковистыми алевролитами с филлоподами *Estheria pogrebovi* Lutk. и остатками флоры *Barrandeinopsis beliskovi* Krysht., песчаниками и темно-серыми глинистыми известняками с фрагментами рыб *Osteolepidae* [12].

На выветрелых поверхностях пластов песчаников и алевролитов отмечается тонкодисперсный пирит. Илеморовские отложения согласно перекрываются породами уюкской свиты, сложенной переслаивающимися лилово-серыми, желтовато-серыми, буровато-серыми полимиктовыми песчаниками, зеленовато-серыми, вишнево-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Позднедевонские отложения, расчлененные на бегрединскую, кохайскую и джаргинскую свиты, представляют собой мощный континентальный

Система	Отдел	Свита	Литология	Мощность, м
Юрская	Сред.	каахемская	 J ₂ kh	200–500
		улулгхемская	 J ₂ ul	230–280
Каменноугольная	Ср.-Вер.	онкажинская	 C ₂₋₃ on	300–380
	Нижний	актальская	 C ₁ ak	220–250
		экиоттгуская	 C ₁ ek	210–280
		байтагская	 C ₁ bt	240–300
		хербесская	 C ₁ hr	300–350
		суглугхемская	 C ₁ sg	340–485
Девонская	Верхний	джаргинская	 D ₃ dz	630–1300
		кохайская	 D ₃ kh	450–760
		бегрединская	 D ₃ bg	450–900
	Средний	уюкская	 D ₂ uk	380–450
		илеморовская	 D ₂ il	450–620
	Нижний	кендейская	 D ₁ kn	1300–3740
Силурийская	Верхний	хондергейская	 S ₂ hn	до 500
	Нижний	байтальская	 S ₁₋₂ bt	120–360
		элегестская	 S ₁ el	230–490

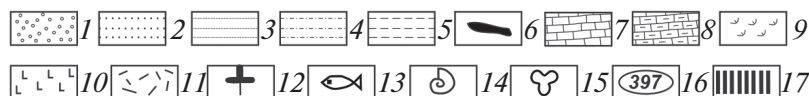


Рис. 3. Стратиграфическая колонка отложений Тувинского прогиба.

Абсолютный возраст (млн лет) границ отделов показан условно (по данным [50]).

1–11 – литология: 1 – конгломераты, 2 – гравелиты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – аргиллиты, 6 – каменный уголь, 7 – известняки, 8 – мергели, 9 – туфы, 10 – базальты, 11 – риолиты; 12–16 – ископаемые остатки: 12 – макрофлора, 13 – кости рыб, 14 – беспозвоночные, 15 – споры и пыльца, 16 – возраст (млн лет), определенный по U–Pb датированию циркона; 17 – денудированный разрез

терригенный комплекс, сформированный в условиях межгорных аллювиальных равнин (см. рис. 3).

Бегрединская свита сложена лиловыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков с остатками позднедевонских рыб (*Bothriolipis* sp. Obr., *Bothriolipis cellulosa* Pand.) [28].

В терригенных породах широко проявлена грубая косая слоистость, отмечены знаки ряби и трещины усыхания [13]. Выше по разрезу согласно залегает кохайская свита, представленная ритмично чередующимися пестроцветными гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми известняками и мергелями.

Джаргинская свита, согласно перекрывающая кохайскую, сложена песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, редкими линзами алевролитов и серых известняков. Среди отложений джаргинской свиты присутствуют обугленные и лимонитизированные остатки растительности с плохой сохранностью.

На породах джаргинской свиты с размывом, но без структурного несогласия, залегают раннекаменноугольные отложения. При этом юго-западнее Онкажинской мульды известно угловое несогласие между раннедевонскими и раннекаменноугольными образованиями, что может быть связано с тектоническими подвижками отдельных блоков во время осадконакопления [12].

Раннекаменноугольные отложения сформированы в течение пяти седиментационных циклов, каждый из которых начинается с накопления терригенных красноцветных грубозернистых толщ и заканчивается формированием сероцветных тонкозернистых часто известковистых отложений. Для каменноугольных осадков характерно широкое развитие пеплового пирокластического материала [14].

В основании каменноугольного разреза выделяется суглукхемская свита, сложенная однородными известковистыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми песчаниками, алевролитами и прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, известняков и туффитов.

На суглукхемской свите согласно залегает хербесская свита, представленная песчаниками, алевролитами, туффитами с прослоями известняков и пепловых туфов. Тонкозернистые косо- и волнисто-слоистые алевролиты сохранили знаки ряби и трещины высыхания на плоскостях напластования, свидетельствуя об их накоплении в условиях озерных водоемов. В алевролитах также извест-

ны раннекаменноугольные растительные остатки *Lepidondropsis Theodori* (Zol.) Joun. [12].

Выше по разрезу согласно залегает байтагская свита, сложенная переслаивающимися пестроокрашенными песчаниками и алевролитами с прослоями зелено-серых мергелей, туфов, туффитов и аргиллитов с растительными остатками разной степени сохранности. В породах этой свиты сохранились раннекаменноугольные споры *Zonotriletes anomalis* Waltz., *Azonotriletes lasins* Waltz [14].

Байтагская свита согласно перекрывается экиоттугской свитой, представленной красноцветными разномелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов и алевролитами. Считается, что формирование свиты происходило в условиях аридного климата в равнинных временных потоках и руслах рек [13].

Актальская свита согласно перекрывает экиоттугскую и объединяет серые, зеленовато-серые и темно-серые мелко- и среднезернистые песчаники с редкими прослоями зеленых, светло-серых алевролитов. Предполагается, что эти отложения формировались в озерно-аллювиальных условиях [13].

Выше по разрезу с размывом, без структурного несогласия залегает онкажинская свита, сложенная сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, аргиллитами и углями.

В песчаниках и алевролитах онкажинской свиты известны средне-позднекаменноугольные растительные остатки *Noeggerathiopsis* ex. gr. *aequalis* (Coepp.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Tshirk. et Zal., *Noeggerathiopsis* sp., *Angaridium* sp., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. sp.*, *Paracalamites* sp., *Samaropsis* sp., *Angaridium* aff. *potaninii* (Schm.) Zal. и в углях свиты — спорово-пыльцевые комплексы *Zonotriletes psilopterus* Lub., *Zonotriletes radiatus* Lub., *Asonortiletes rectispinus* Lub., *Asonortiletes pyramidalis* Lub., *Zonoletes rotatus* Lub., *Zonoletes sarcostemmus* Lub., *Zonoletes virus* Sakova, *Zonoletes punctatus* Lub., *Azontrilete spilvigeriss* Lub., *Azonotriletes obtusosetosus* Lub., *Azonotriletes parvisfima* Lub. [12, 14]. Накопление осадков онкажинской свиты происходило в озерно-лимнических условиях.

Среднеюрские отложения (улукхемская и казахская свиты), залегающие трансгрессивно со слабым структурным несогласием на различных стратиграфических уровнях средне-позднекаменноугольной онкажинской свиты, венчают разрез, изученный по руч. Онкажа.

Улугхемская свита представлена средне- и крупнозернистыми серыми песчаниками с прослоями конгломератов и алевролитов. В основании свиты повсеместно развиты мощные (до 130 м) базальные конгломераты.

Каахемская свита сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, углистыми аргиллитами с пластами каменного угля. Отложения свиты содержат остатки листовой флоры *Czekanowskia rigida* Heer., *Cladophlebis naiburnensis* (Lindl. et Hutt) Sew., *Baiera longifolia* Pam., *Podozamites* sp., *Carpolites* sp. среднеюрского возраста [13].

Для среднеюрских отложений предполагается обстановка осадконакопления в обширных болотах и заболоченных озерах.

Наиболее представительный разрез мезозойских отложений сохранился в Улугхемской впадине, обзор которого выполнен ранее [7].

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование полевых шпатов

Ar–Ar датирование полевых шпатов представляет собой низкотемпературный метод геохронологии, который позволяет определить постмагматическую историю кристаллических пород. Если Ar–Ar возраст, полученный по полевым шпатам, близок к возрасту, полученному по высокотемпературному геохронометру (например, U–Pb изотопной системе циркона или бадделеита), то в таком случае полученное значение возраста со-

ответствует времени кристаллизации анализируемого минерала.

В случае, когда Ar–Ar возраст полевых шпатов из магматических комплексов значительно моложе возраста формирования исследуемых пород, эти возрасты указывают на процессы повторного нагревания до температур закрытия Ar–Ar изотопной системы и выше.

На температуру закрытия Ar–Ar изотопной системы влияет размер кристалла, его химический состав и кристаллическая структура [57]. Температура закрытия Ar–Ar изотопной системы оценивается:

- плагиоклаза в 225–300°C [49];
- микроклина – 125–185°C;
- ортоклаза – ~315°C [60].

В данной работе классификация кристаллов калиевого полевого шпата не всегда очевидна, поэтому для данного минерала мы принимаем температуру закрытия Ar–Ar изотопной системы в широком интервале между 125 и 315°C [59].

Таким образом, полевые шпаты способны сохранить информацию о постмагматических процессах, а метод Ar–Ar датирования является уникальным инструментом, способным извлечь эту информацию.

Для данного исследования взято восемь проб из девонских базитовых интрузий (силлов, штоков, даек) Тувинского прогиба (табл. 1).

Базитовые интрузии прорывают преимущественно силурийские и раннедевонские отложения, встречающиеся среди раннепалеозойских гранитоидов (см. рис. 2).

Таблица 1. Характеристика проанализированных проб и результаты Ar–Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий Тувинского прогиба

№	Проба (номер)	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Литология	Минерал	Ar–Ar возраст (млн лет)
1	4	51°17'35"	93°48'49"	долерит	плагиоклаз	319.8±5.8
2	2041-3	51°17'12"	93°46'29"	долерит	плагиоклаз	290.0±5.6
3	2043-1	51°17'31"	93°46'10"	долерит	плагиоклаз	279.0±4.1
4	57-1	51°16'09"	93°49'48"	габбро-диорит	калиевый полевой шпат	187.9±4.0
5	8	51°15'32"	93°49'59"	долерит	плагиоклаз	375.0±3.6
6	905	51°14'39"	93°45'29"	долерит	плагиоклаз	318.7±6.1
7	7	51°14'55"	93°49'47"	габбро-диорит	калиевый полевой шпат	281.1±4.4
8	921-8	51°08'08"	93°41'59"	долерит	плагиоклаз	377.1±4.8

Примечание. Погрешность измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

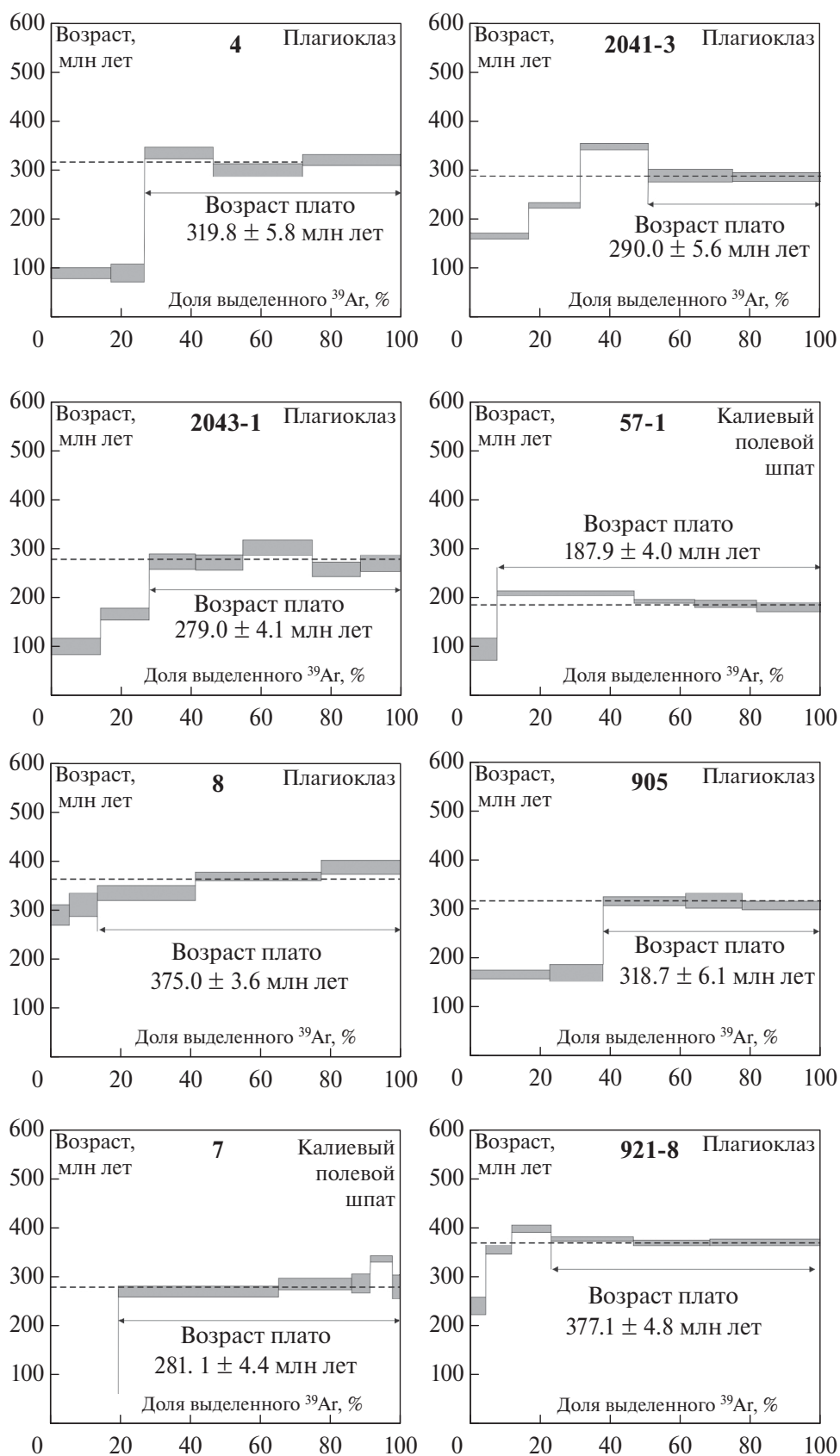


Рис. 4. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектры для полевых шпатов из базитовых интрузий Тувинского прогиба. Обозначены (арабские цифры жирным) номера проб.

Породы представлены хорошо раскристаллизованными габбро-диоритами и долеритами темно-зеленого (до черного) цвета, сложены плагиоклазом и титанистым авгитом, характеризуются порфировой структурой. Петрографические особенности и детальные геохимические характеристики этих пород приведены ранее [5].

Для аналитических работ использованы наиболее “свежие” пробы, без вторичных изменений полевых шпатов и структур распада и/или замещения. Контроль степени изменения пороодообразующих минералов вторичными процессами проводился с использованием оптической микроскопии.

Ag–Ag датирование полевых шпатов выполнено методом ступенчатого прогрева в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск, Россия).

Монофракции полевых шпатов для Ag–Ag геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик, включающих магнитную и плотностную сепарацию, отбор минералов вручную под биноклем. Затем эти минеральные фракции были завернуты в алюминиевую фольгу и после откачки из нее воздуха запаивались в кварцевую ампулу. В качестве мониторов использовался стандарт – биотит МСА-11 с возрастом $313,8 \pm 9$ млн лет, сертифицированный по стандартным международным образцам (биотиту LP-6 и мусковиту Berg 4m [48]).

Средний калибровочный возраст биотита МСА-11 в этих экспериментах определен как $311,0 \pm 1,5$ млн лет. Кварцевые ампулы с пробами были облучены в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск, Россия). В ходе облучения температура ампул с образцами не превышала 100°C . Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 с использованием многоколлекторного масс-спектрометра Argus (г. Новосибирск). Приведены результаты Ag–Ag геохронологических исследований (рис. 4, см. табл. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Всего проанализировано восемь проб базитовых интрузий Тувинского прогиба и полученные Ag–Ag возрасты полевых шпатов можно разделить на четыре группы:

- позднедевонские;
- среднекаменноугольные;
- раннепермские;
- раннеюрские.

Анализ проб

Для проб, взятых из даек, прорывающих силурийские терригенные отложения (проба № 8) и раннепалеозойские гранитоиды (проба № 921-8), получен позднедевонский возраст.

Проба № 8. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 8 установлено плато из трех ступеней, характеризующееся 92% выделенной кумулятивной фракцией (Ag^*) и возрастом $375,0 \pm 3,6$ млн лет (см. рис. 4).

Проба № 921-8. Плато из трех ступеней, характеризующееся 77% Ag^* в возрастном спектре плагиоклаза пробы № 921-8 дает возраст $377,1 \pm 4,8$ млн лет.

Ранее было показано, что долериты, взятые из дайки (проба № 8) относятся к субвулканической фации раннедевонской вулканической ассоциации бимодальной серии [5]. Поэтому полученный позднедевонский Ag–Ag возраст плагиоклаза следует интерпретировать как время закрытия изотопной системы в связи с постмагматическим событием.

Долериты (проба № 921-8) ранее были отнесены к позднедевонским базитовым интрузиям (торгальский комплекс), и полученный Ag–Ag возраст плагиоклаза $377,1 \pm 4,8$ млн лет может отражать время их кристаллизации. Полученные Ag–Ag возрасты плагиоклаза ~380 и 375 млн лет указывают на позднедевонский этап тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба.

Проба № 4. Среднекаменноугольные Ag–Ag возрасты плагиоклаза получены для долеритов, отобранных из силла (проба № 4) и дайки (проба № 905), прорывающих силурийские терригенные породы.

Проба № 905. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 905 отмечено высокотемпературное плато из трех ступеней, характеризующееся 62% выделенного Ag^* и дающее возраст $318,7 \pm 6,1$ млн лет. Трехступенчатое плато плагиоклаза (73% Ag^*) из пробы № 4 показало возраст $319,8 \pm 5,8$ млн лет.

Проанализированные долериты были сформированы в раннедевонское время, поэтому полученные Ag–Ag возрасты плагиоклаза ~320 млн лет не могут быть интерпретированы как время кристаллизации этих пород, однако, они могут свидетельствовать о среднекаменноугольном постмагматическом событии.

Проба № 7. Для трех проб девонских интрузий – долеритов из даек (пробы № 2041-3,

№ 2043-1), прорывающих раннедевонские и силурийские породы, и габбро-диоритов (проба № 7), прорывающих силурийские терригенные отложения, получен раннепермский возраст.

Проба № 2043-1. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 2043-1 имеется плато из пяти ступеней, характеризующееся 72% Ar^* и возрастом 279.0 ± 4.1 млн лет. Плато из трех ступеней в возрастном спектре калиевого полевого шпата пробы 7 характеризуется 72% Ar^* и отражает возраст 281.1 ± 4.4 млн лет.

Проба № 2041-3. В возрастном спектре плагиоклаза пробы № 2041-3 отмечено высокотемпературное плато из двух ступеней, характеризующееся 49% выделенного Ar^* и дающее возраст 290.0 ± 5.6 млн лет. Полученный возрастной интервал ~ 290 – 280 млн лет соответствует времени закрытия Ar – Ar изотопной системы калиевых полевых шпатов и плагиоклаза и отражает раннепермское постмагматическое событие в пределах Тувинского прогиба.

Проба № 57-1. Единственная проба № 57-1 габбро-диоритов, взятая из силла, прорывающего силурийские отложения, показала раннеюрский Ar – Ar возраст калиевого полевого шпата.

В возрастном спектре отмечено высокотемпературное плато из четырех ступеней, характеризующееся 92% выделенного Ar^* и дающее возраст 187.9 ± 4.0 млн лет.

Предполагается, что данный силл был сформирован в раннедевонское время [5]. Полученный Ar – Ar возраст ~ 190 млн лет может маркировать раннеюрское постмагматическое событие, которое привело к перезаписи изотопной системы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами был проведен анализ полученных результатов Ar – Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий в комплексе с осадочной летописью Тувинского прогиба, геохронологическими и другими геологическими данными в контексте тектонической эволюции северной части ЦАОП.

Проанализированные базитовые интрузии были сформированы в ранне- или позднедевонское время, маркируя крупноамплитудное вертикальное и горизонтальное растяжение кристаллического фундамента с последующим подъемом базитовых расплавов к поверхности [5].

Внедрение базитовых интрузий Тувинского прогиба контролировалось Унгешской и Убсунур-Бийхемской разломными (сбросовыми, сбросо-сдвиговыми) зонами. Эти разломные зоны сформированы в раннепалеозойское время и были многократно реактивированы на протяжении всего фанерозоя [7].

Результаты Ar – Ar датирования полевых шпатов позволяют реконструировать этапы реактивации данных разломных структур в позднем палеозое и мезозое.

Развитие Тувинского прогиба началось в раннем девоне в виде одной из ветвей Алтае-Саянской рифтовой системы [10, 15, 68]. До этого, в силурийское время, на данной территории существовал остаточный мелководный бассейн после окончательного закрытия Палео-Азиатского океана в Тувинском сегменте ЦАОП в среднем-позднем ордовике [67]. В это время формировались терригенные и терригенно-карбонатные осадочные последовательности (элегестская, байтальская и хондергейская свиты).

В позднесилурийское время началось сокращение площади этого остаточного бассейна, его замыкание и увеличение солености.

В раннем девоне Тувинский прогиб представлял рифтовую долину с мощными лавовыми излияниями. Вулканизм имел бимодальный характер, продукты вулканизма представлены лавами и туфами базальтов, андезитобазальтов и риолитов с U – Pb возрастом циркона ~ 397 млн лет [5].

Базитовые интрузии, исследованные в данной работе, представляют собой субвулканическую фацию этого вулканического комплекса. Для аналогичных пород получен Ar – Ar возраст калиевых полевых шпатов ~ 407 – 399 млн лет [65]. Вероятно, внедрение раннедевонских базитовых интрузий привело к скарнированию силурийских терригенно-карбонатных пород, что создало благоприятные условия для формирования Ni – Co – As руд Хову-Аксинского гидротермального месторождения.

U – Pb датирование образцов граната из скарных пород показало возраст ~ 399 млн лет [37]. Однако на территории Западной Монголии формируются следующие породы с U – Pb возрастом циркона [23]:

- пикродолериты ~ 406 млн лет;
- оливиновые долериты ~ 392 млн лет.

Приведенные датировки совпадают со временем формирования девонских вулканогенных комплексов Минусинского прогиба (~ 408 млн лет) [1].



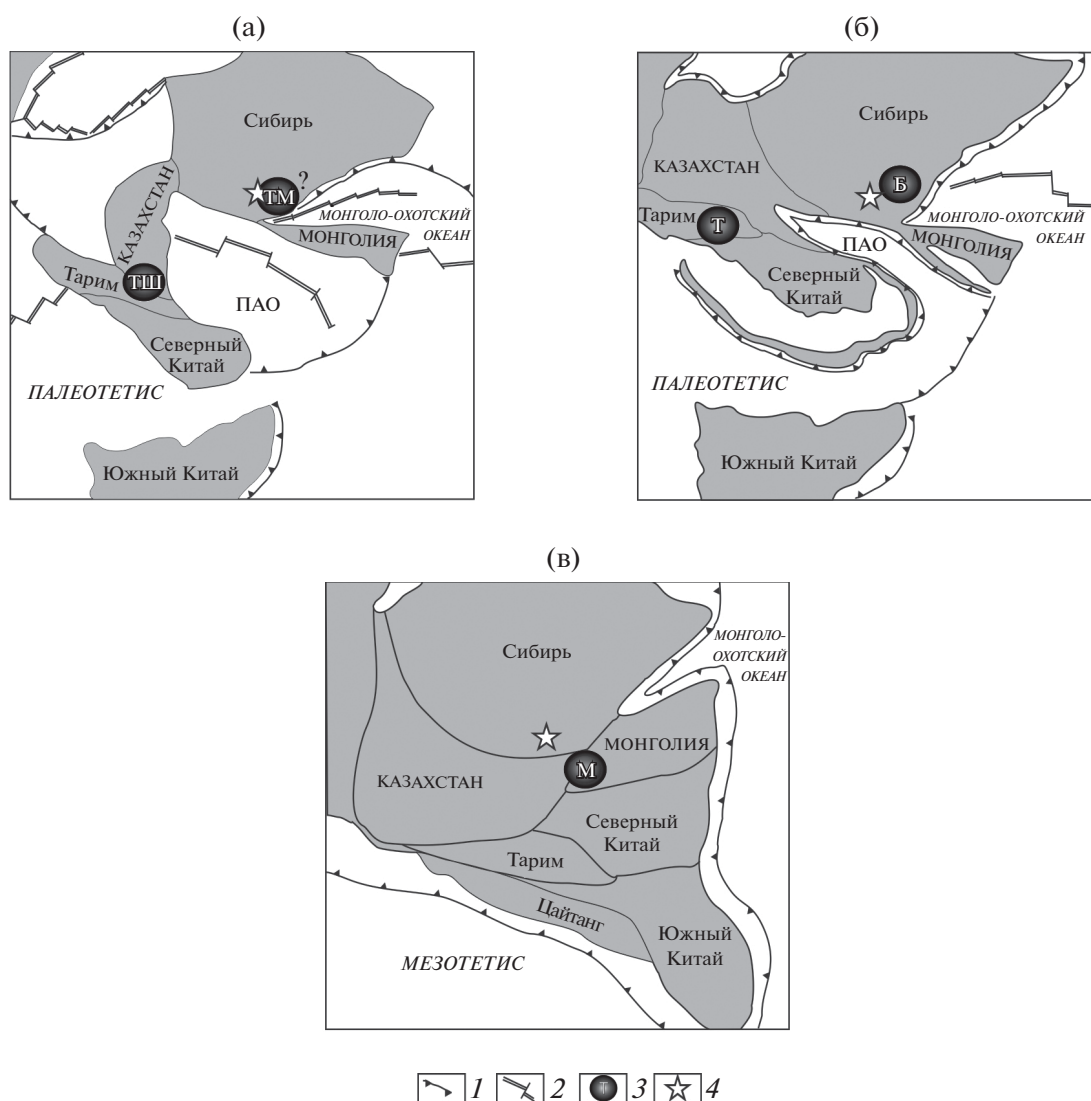


Рис. 6. Палеотектонические реконструкции (построены по данным [69]).

(а) – 330 млн лет назад; (б) – 300 млн лет назад; (в) – 180 млн лет назад.

Мантийные плюмы: ТШ – Тянь-Шаньский; ТМ – Тувино-Монгольский; Т – Таримский; Б – Баргузинский; М – Монгольский.

1 – зоны субдукции; 2 – океанические хребты; 3–4 – предполагаемое положение: 3 – мантийных плюмов, 4 – Тувинского прогиба

и опресненных лагун (илеморовская и уюкская свиты). В позднем девоне обстановка седиментации меняется на условия межгорных аллювиальных равнин, в это время в Тувинском прогибе накапливаются терригенные отложения бегрединской, кохайской и джаргинской свит.

В данной работе, Ar–Ar геохронологическое исследование плагиоклазов из базитовых интрузий Тувинского прогиба показало две позднедевонские датировки ~377 и 375 млн лет. Эти датировки могут отражать как время их кристаллизации, так и их постмагматическое преобразование.

Для габбро из штока, прорывающего раннедевонские отложения, ранее получен средний U–Pb возраст по бадделеиту ~374 млн лет [5]. Более молодой Ar–Ar возраст (~365 млн лет) получен по калиевому полевоому шпату из габбровой дайки, прорывающей позднесилурийские и раннедевонские отложения.

Полученные Ar–Ar датировки маркируют этап тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба, синхронный с широко проявленным позднедевонско-раннекаменноугольным базитовым магматизмом на территории всей Западной

Туву [29]. Во время этого этапа были реактивированы Унгешская и Убсунур-Бийхемская разломные зоны, что привело к небольшим тектоническим подвижкам, о чем свидетельствует трансгрессивный характер залегания раннекаменноугольных отложений на более древних образованиях [13].

В раннекаменноугольное время осадконакопление в Тувинском прогибе происходило в условиях пресноводных озерных водоемов, о чем свидетельствуют тонкозернистые косо- и волнистослоистые алевролиты и песчаники, водорослевые и оолитовые структуры известняков (суглутхемская, хербесская, байтагская, экиоттугская и актальская свиты). Для терригенных пород раннекаменноугольного возраста характерно присутствие вулканического пепла, который, как считается, является продуктом вулканизма, развитого на территории Монголии [13, 14].

В это время на территории Западной Монголии (~359–330 млн лет) и Китайского Тянь-Шаня (~345–325 млн лет) широко проявлен раннекаменноугольный внутриплитный базитовый магматизм, связанный с активностью мантийных плюмов (Тувинско-Монгольского (?) и Тянь-Шаньского) [23, 58, 71] (рис. 6).

В пределах Тувинско-Монгольского микроконтинента известны проявления щелочного магматизма – массивы ультраосновных фойдолитов и фойайтов с Ag-Ag возрастом биотита ~328 млн лет [11].

Единичная Ag-Ag датировка (~340 млн лет), полученная по калиевому полевому шпату из долеритовой дайки вблизи Тувинского прогиба [65], и наличие вулканического пепла среди раннекаменноугольных пород прогиба показали, что появление мантийного плюма могло оказать влияние на тектоническую эволюцию Тувинского прогиба в раннекаменноугольное время (см. рис. 5).

В данном исследовании получены среднекаменноугольные Ag-Ag возрасты плагиоклаза ~320 и 319 млн лет. Считается, что в это время произошло закрытие Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана в результате Казахстанско-Сибирской коллизии [17, 18, 53] (см. рис. 5, см. рис. 6).

Коллизионные процессы, сопровождающиеся формированием или реактивацией крупноамплитудных сдвиговых систем, привели к деформации сформированных к тому времени геологических комплексов и резкому сокращению областей осадконакопления [3, 4]. В средне-позднекаменноугольное время в Тувинском прогибе шло заболачивание водоемов, сопровождаемое накоплением

угленосных отложений. Одновременно с этим формировались песчано-галечные отложения дельт и песчаники пойм (онкажинская свита).

Предполагается, что такие условия осадконакопления в Тувинском прогибе сохранялись и в раннепермское время, о чем свидетельствуют раннепермские отложения хайлыгской свиты [13].

Однако ограниченное распространение отложений хайлыгской свиты (единичное обнажение осадочной последовательности мощностью 200–250 м по ручью Ак-Хайлыг, которая ранее рассматривалась в составе средне-позднекаменноугольной онкажинской свиты) и внешнее сходство с залегающими ниже без признаков углового несогласия отложениями онкажинской свиты не подтверждает наличие раннепермских пород в строении Тувинского прогиба.

Для северных областей ЦАОП позднекаменноугольное-раннепермское время (~305–275 млн лет) характеризуется формированием Баргузин-Витимской и Тарим-Монгольской крупных изверженных провинций, связанных с рифтогенными процессами, вызванными взаимодействием литосферы с мантийными плюмами [30, 31, 44].

В это время в пределах Тувинско-Монгольского микроконтинента широко проявлен редкометальный магматизм. Формируются следующие породы [34, 41, 46, 47]:

- нефелиновые сиениты (например, Дугдинский и Коргоредабинский массивы) с U-Pb возрастными циркона и бадделита в интервале ~295–284 млн лет и Ag-Ag возрастными амфибола ~287 и 284 млн лет;

- щелочные гранитоиды (например, Улуг-Танзекский и Улан-Тологойский массивы) с U-Pb возрастом циркона ~301 млн лет и Ag-Ag возрастными амфибола ~298 и 296 млн лет.

В гарцбургитах из Агардагского ультрамафитового массива обнаружены цирконы в интервале ~293–276 млн лет, которые могут быть объяснены инфильтрацией флюидов от щелочных расплавов [33]. Происхождение роговообманковых габбро с U-Pb возрастными циркона ~288 и 289 млн лет, известных в Таннуольском террейне [65] и Тувинско-Монгольском микроконтиненте [74], соответственно, до сих пор достоверно не установлено и может быть также связано с рифтогенным магматизмом в позднекаменноугольное-раннепермское время.

В Западной и Юго-западной Монголии в раннепермское время (~293–269 млн лет, по данным U-Pb датирования циркона и Ag-Ag датирова-

ния амфибола) формируются щелочные граниты и монцогаббро в связи с активностью Таримского плюма [23, 56].

Для базитовых интрузий Тувинского прогиба получены $Ag-Ag$ возрасты полевых шпатов в интервале ~290–279 млн лет, которые при отсутствии пермских отложений позволяют восполнить пробел в тектонической истории прогиба. Вероятно, разломные структуры, контролирующие эволюцию Тувинского прогиба, были реактивированы в раннепермское время в результате рифтогенных процессов, характерных для северных областей ЦАОП в связи с активностью мантийных плюмов.

Осадконакопление в Тувинском прогибе возобновилось только в раннеюрское время. В серии юрских впадин, наследующих структуры прогиба, с перерывом в осадконакоплении длительностью от перми до ранней юры, формируется угленосная моласса. До этого в регионе формировались позднепермские-раннетриасовые трапповые провинции (Хангайская и Сибирская), связанные с горячими точками [30].

В позднепермское-раннеюрское время на территории ЦАОП повсеместно происходила активная перестройка тектонического режима, сопровождаемая формированием межгорных впадин и заложением узких глубоких полуграбен. В это время в результате ускоренной денудации в условиях гумидного климата грубообломочный материал поступал в синтетектонические впадины [22, 54].

Смена тектонического режима в северной части ЦАОП фиксируется методами низкотемпературной геохронологии — $Ag-Ag$ датировками калиевых полевых шпатов и трековыми возрастами апатита в диапазоне ~199–184 млн лет, полученными для домезозойских пород Юго-западной Монголии [55, 64].

Полученный в данном исследовании $Ag-Ag$ возраст калиевого полевого шпата (~188 млн лет) для базитовой интрузии Тувинского прогиба согласуется с имеющимися геологическими и геохронологическими данными.

Многие исследователи связывают раннеюрскую тектоническую перестройку ЦАОП с закрытием океана Палеотетис в результате коллизии киммерийских блоков (например, блоком Цайтанг с Евразийским континентом) [61, 62, 73].

В то же время формировались щелочные граниты Хентейского батолита с $U-Pb$ возрастом циркона ~191–183 млн лет, маркируя внутриплитный магматизм в северной части ЦАОП [51].

Этот юрский этап магматизма был проявлен по обрамлению рифтовых зон Северной Монголии и, вероятно, связан с Монгольской горячей точкой [30, 51] (см. рис. 6). Раннеюрский импульс, проявленный в пределах Тувинского прогиба, мы объясняем с позиции тектоники мантийных плюмов.

ВЫВОДЫ

В результате данного исследования проведен геохронологический анализ истории тектонического развития рифтогенного Тувинского прогиба Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП).

Проведенное $Ag-Ag$ датирование полевых шпатов из базитовых интрузий позволило уточнить хронологию этапов постмагматических процессов, проявленных в Тувинском прогибе и выявить новые этапы в связи с тектонической эволюцией северной части ЦАОП, которые позволили авторам прийти к следующим выводам.

1. Заложение прогиба происходило в раннем девоне (~410–390 млн лет) в результате активности Алтае-Саянского мантийного плюма, сопровождалось формированием вулканогенных образований бимодальной серии и базитовых интрузий (даек, силлов, штоков).

На протяжении девонского периода режим растяжения сохранялся, происходило опускание территории и накопление континентальных терригенных и терригенно-карбонатных осадков. $Ag-Ag$ датирование полевых шпатов (~377 и 375 млн лет) фиксирует импульс позднедевонского базитового магматизма, широко проявленного в северных сегментах ЦАОП (~380–365 млн лет).

2. В раннекаменноугольное время (~360–325 млн лет) в Тувинском прогибе накапливаются озерные и озерно-аллювиальные отложения с постоянным присутствием пеплового материала. Возможно, вулканический пепел является продуктом внутриплитного вулканизма, связанного с активностью мантийного плюма.

3. $Ag-Ag$ возрасты плагиоклаза (~320 и 319 млн лет) указывают на новый постмагматический этап в пределах Тувинского прогиба. В среднекаменноугольное время (~320–310 млн лет) произошло резкое сокращение областей осадконакопления, в Тувинском прогибе шло заболачивание водоемов, сопровождаемое накоплением угленосной молассы. Этот этап мог быть связан с закрытием Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана и последующими коллизионными процессами, которые привели к формированию

или реактивации крупноамплитудных сдвиговых систем в северной части ЦАОП.

4. Пермские отложения отсутствуют в Тувинском прогибе, но $\text{Ar}-\text{Ar}$ возрасты полевых шпатов в интервале ~290–279 млн лет датируют следующий тектонический этап в истории развития Тувинского прогиба. В различных сегментах ЦАОП формируются позднекаменноугольские–раннепермские (~305–275 млн лет) крупные изверженные провинции, связанные с рифтогенными процессами. Рифтогенез этого времени мог быть вызван взаимодействием литосферы, включая литосферу под Тувинским прогибом, с Таримским и Баргузинским мантийными плюмами,

5. В юрское время в пределах Тувинского прогиба формируются унаследованные межгорные впадины, выполненные угленосной молассой. $\text{Ar}-\text{Ar}$ возраст калиевого полевого шпата (~188 млн лет), наряду с осадочной летописью, маркирует раннеюрский импульс в тектонической истории Тувинского прогиба. Этот импульс интерпретируется как результат тектонической перестройки ЦАОП в поздне триасовое–раннеюрское время в связи с закрытием океана Палеотетис и Киммерийской орогении на южной окраине Евразийского континента и/или активности Монгольского мантийного плюма в северной части ЦАОП.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.В. Травину за проведение аналитических работ. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 367–370.
2. Берзон Е.И., Петрухина О.Н. Стратиграфическое расчленение юрского разреза Улугхемского каменноугольного бассейна (Республика Тыва) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 30–41.
3. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
4. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фуджигавара И., Ивата К., Де Граве Й., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
5. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская И.А., Червяковская М.В. Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 12. С. 1607–1629.
6. Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.
7. Ветров Е.В., De Grave J., Ветрова Н.И. Тектоническая история палеозойского Таннуольского террейна Тувы в мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геотектоника. 2022. № 4. С. 76–91.
8. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
9. Воронцов А.А., Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Перфилова О.Ю. Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в Юго-Западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 12. С. 1674–1689.
10. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 621–634.
11. Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугорокова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С. Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 146–153.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-6 I: 200 000. — Серия Западно-Саянская. — Лист М-46-Х. — М.: Гостеолтехиздат, 1961.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-6 I: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Алтае-Саянская. — Лист М-46: Кызыл. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
14. Грайзер М.И. Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. — М.: Наука, 1967. 148 с.

15. Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. — Томск: СГТУ, 2007. 434 с.
16. Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызылчадрское медно-порфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 70–79.
17. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
18. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
19. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.
20. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 95–109.
21. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Фаменский этап в эволюции географических обстановок Сибирских морей // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 239–254.
22. Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Новиков И.С., Ван Ранст Г., Начтергаеле С., Докашенко С.А., Де Граве Й. Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны (Южная Сибирь), синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1227–1245.
23. Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
24. Клитин К.А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. — М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по горному делу, 1960. 124 с.
25. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм силурийских и девонских толщ Южной и Центральной Тувы // Физика Земли. 2022. № 6. С. 12–43.
26. Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В. Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбоновых геологических комплексов Тувы // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 124–130.
27. Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. Палеомагнетизм центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тува, Монголия) // ДАН. 2022. Т. 504. № 1. С. 75–84.
28. Краснов В.И., Перегудов Л.Г., Ратанов Л.С., Федосеев Г.С. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений восточной части Алтае-Саянской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 7с. С. 54–101.
29. Кривенко А.П. Вопросы происхождения пород торгальского интрузивного комплекса Тувы. — В кн.: *Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области*. — М., Наука, 1965. с. 65–83.
30. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
31. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 6. С. 3–23.
32. Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л. Брахиподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тывы. — М.: Наука, 1985. 208 с.
33. Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Сергеев С.А. Первые данные об U–Pb изотопном возрасте цирконов из гарцбургитов и хромитов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тува) // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 60–68.
34. Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сугоракова А.М., Анисимова И.В. Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов коргоретабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197.
35. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. — Ред. Г.В. Поляков. — Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
36. Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Родина О.А., Хабибулина Р.А., Киприянова Т.П. Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений Тывы (новая версия) // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 8с. С. 106–134.
37. Стифеева М.В., Никифоров А.Н., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Котов А.Б. U–Pb возраст граната из скарнов Хову-Аксинского Ni–Co–As месторождения. — В сб.: *Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов*. — Мат-лы VIII Российской конф. по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г.). — СПб: ИГГД, 2022. С. 152–153.
38. Сугоракова А.М., Никифоров А.В. Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 85–103.
39. Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А. Позднепалеозойский щелочногранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитными процессами в пределах Сибирского палеоконтинента // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 641–647.
40. Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., Павлова Г.Г., Говердовский В.А., Травин А.В. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1379–1395.

41. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Никифоров А.В., Кудряшова Е.А., Хертек А.К. Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41.
42. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
43. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
44. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
45. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
46. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
47. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин В.А., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 248–253.
48. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Inter calibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol. 1996. Vol. 129. P. 307–324.
49. Cassata W.S., Renne P.R., Shuster D.L. Argon diffusion in plagioclase and implications for thermochronometry: A case study from the Bushveld Complex, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 73. P. 6600–6612.
50. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. Vol. 36. № 3. P. 199–204.
51. Dostal J., Svojtka M., Gerel O., Corney R. Early Jurassic rare metal granitic pluton of the Central Asian Orogenic Belt in North-Central Mongolia: tungsten mineralization, geochronology, petrogenesis and tectonic implications // Front. Earth Sci. 2020. 8:242. Doi: 10.3389/feart.2020.00242
52. Gordienko I.V. Geodynamic evolution of the Central-Asian and Mongol–Okhotsk fold belts and formation of the endogenic deposit // Geosci. J. 2001. Vol. 5. № 233–241.
53. Hu W., Li P., Sun M., Safonova I., Jiang Y., Yuan C., Kotler P. Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. Vol. 232. Art. 104978.
54. Jolivet M., Bourquin S., Heilbronn G., Robin C., Barrier C., Dabard M.-P., Jia Y., De Pelsmaeker E., Fu B. The Upper Jurassic–Lower Cretaceous alluvial-fan deposits of the Kalaza Formation (Central Asia): tectonic pulse or increased aridity? // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2015 Vol. 427. P. 491–521.
55. Jolivet M., Ritz J.F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. Vol. 35. No. 10. P. 871–874.
56. Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Travin A.V., Kotov A.B., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Savatenkov V.M. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 113. P. 524–541.
57. McDougall I., Harrison M. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. — Oxford University Press: Oxford, UK, 1999. 269 p.
58. Pirajno F., Mao J., Zhang Z., Zhang Z., Chai F. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // J. Asian Earth Sci. 2008. Vol. 32. No. 2–4. P. 165–183.
59. Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. Past, present, and future of thermochronology // Rev. Mineral. Geochem. 2005. Vol. 58. P. 1–18.
60. Reynolds P.H. Low temperature thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. — In: *Short Course Handbook on Low Temperature Thermochronology*. — Ed. by M. Zentilli, P.H. Reynolds, (Mineral. Assoc. of Canada, Quebec City, QC, Canada. 1992). P. 3–19.
61. Roger F., Jolivet M., Malavieille J. The tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to Present: A synthesis // J. Asian Earth Sci. 2010. Vol. 39. P. 254–269.
62. Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J.L. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23. No. 4. P. 1–31.
63. Sengör A.M.C., Suna G., Natal'in B.A., Van der Voo R. The Altaids: a review of twenty-five years of knowledge accumulation // Earth-Sci. Rev. 2022. Vol. 228. Art. 104013.
64. Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D. Uplift age and rates

- of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 259. P. 333–346.
65. *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // *Minerals*. 2020. Vol. 10. No. 56. Doi: 10.3390/min10010056
 66. *Vetrov E.V., Pikhutin E.A., Vetrova N.I.* Geochemical constraints on petrogenesis and tectonics of the Middle Devonian granitic and coeval mafic magmatism from the Tannuola terrane (northern Central Asian Orogenic Belt) // *Minerals*. 2022. Vol. 12. No. 1282. Doi: <https://doi.org/10.3390/min12101282>
 67. *Vetrov E.V., Vetrova N.I., Pikhutin E.A.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic granitic and coeval mafic rocks from the Tannuola terrane (Tuva, Russia): Implications for transition from a subduction to post-collisional setting in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2024. Vol. 125. P. 130–149.
 68. *Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T.* Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research*. 2021. Vol. 89. P. 193–219.
 69. *Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. P. 303–341.
 70. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
 71. *Xia L.-Q., Xu X.-Y., Xia Z.-C., Li X.-M., Ma Z.-P., Wang L.-S.* Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *GSA Bull.* 2004. Vol. 116. P. 419–433.
 72. *Xiao W., Huang B., Han C., Sun S., Li J.* A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 18. P. 253–273.
 73. *Zhai Q.-G., Jahn B.-M., Zhang R.-Y., Wang J., Su L.* Triassic subduction of the PaleoTethys in northern Tibet, China: Evidence from the geochemical and isotopic characteristics of eclogites and blueschists of the Qiangtang Block // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 42. No. 6. P. 1356–1370.
 74. *Zhmodik S.M., Buslov M.M., Damdinov B.B., Mironov A.G., Khubanov V.B., Buyantuyev M.G., Damdinova L.B., Airiyants E.V., Kiseleva O.N., Belyanin D.K.* Mineralogy, geochemistry, and geochronology of the Yehe-Shigna ophiolitic massif, Tuva-Mongolian microcontinent, Southern Siberia: Evidence for a back-arc origin and geodynamic implications // *Minerals*. 2022. Vol. 12. No. 390. Doi: <https://doi.org/10.3390/min12040390>

Tectonic Evolution of Tuvian Trough (Northern Part of Central Asian Orogenic Belt): Synthesis of Geological Data and Results of Feldspar Ar–Ar Dating

**E. V. Vetrov^{a,*}, N. I. Vetrova^a, T. A. Biryukova^{a,b}, A. R. Agatova^a, O. A. Gavryushkina^{a,b},
D. D. Bulgakova^{a,b}**

^a*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
bld. 3, Akademik Koptyug prosp., 630090 Novosibirsk, Russia*

^b*Novosibirsk State University, bld. 1, Pirogova str., 630090 Novosibirsk, Russia*

^{*}*e-mail: vetrov@igm.nsc.ru*

The Tuvian rift trough, located in the northern part of the Central Asian orogenic belt (CAOB), was formed in the Early Devonian on late Proterozoic (?)–Early Paleozoic terranes as a result of the activity of the Altai-Sayan mantle plume. The sedimentary record from the middle Paleozoic to the middle Mesozoic, preserved in the Tuvian trough, and the middle Paleozoic igneous complexes confined to the structures of the trough, reflect the stages of evolution of the Earth's crust in the Tuva segment, that necessary for understanding the history of the geological development of the CAOБ as a whole. Dating of accessory and rock-forming minerals from igneous rocks using low-temperature geochronology methods allows us to obtain additional information about post-magmatic processes and thereby update the model of tectonic evolution of the region.

In this study, we have reconstructed the stages of tectonic development of the Tuvian trough in the northern part of the CAOБ based on the analysis of geological data and new Ar–Ar dating data on feldspars from mafic intrusions. As a result of this study, the chronology of the previously known stages of post-magmatic processes manifested in the Tuvian trough was clarified, and new stages were identified according to the tectonic evolution of the CAOБ. Ar–Ar dating of feldspars carried out on eight samples showed four age groups: (i) Late Devonian, (ii) middle Carboniferous, (iii) early Permian and (iv) Early Jurassic. Late Devonian (~377 and 375 Ma) ages record an impulse of mafic magmatism, widely manifested in the northern segments of the CAOБ (~380–365 Ma). Middle Carboniferous (~320 and 319 Ma) dates may be associated with the closure of the Ob-Zaisan branch of the Paleo-Asian ocean as a result of the Kazakhstan-Siberian

collision. Early Permian (~290–279 Ma) ages are consistent with the formation of late Carboniferous–Early Permian (~305–275 Ma) large igneous provinces in connection with rifting processes in the northern segments of the CAOБ. Finally, a single Early Jurassic (~188 Ma) age marks tectonic reorganization of the CAOБ in Late Triassic–Early Jurassic in response to (i) closure of the Paleotethys ocean with subsequent collision of the Cimmerian blocks and the southern margin of the Eurasian continent and/or (ii) activity of the Mongolian mantle plume.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Tuvianian trough, tectonic stages, Ar–Ar dating, mafic intrusions, Devonian, Carboniferous, Jurassic

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который содержит текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл); рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, affiliation авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

- * Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).
- * Ключевые слова: 8–12 слов и/или словосочетаний.
- * Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения. В завершении рубрики необходимо привести описание цели статьи.
- * Геологический очерк с описанием региона исследования.
- * Методы и материалы — эта рубрика содержит описание метода исследования, если он нестандартен, и фактического материала.
- * Основная часть статьи, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.
- * Результаты исследования.
- * Обсуждение результатов.
- * Заключение, или пронумерованные Выводы.
- * Благодарности.
- * Финансирование.
- * Список литературы.
- * Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, affiliation авторов, аннотацию, ключевые слова.
- * Таблицы.
- * Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений

и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.

* Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например, Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб (масштабную линейку поставить под рисунком) и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу. Знаки условных обозначений взять в прямоугольники, цифры обозначений (курсивом) поставить за прямоугольниками — прямоугольники разместить под рисунком в линию, если знаков более 10-ти, то разместить в две линии.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы. Авторский перевод титула статьи разместить после списка литературы, затем разместить таблицы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента. Фамилии иностранных авторов даются в авторском написании на латинице, affiliation иностранных авторов дается на латинице.

2.4. Названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9×7 см и не более 18×24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок – в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания – (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы, 3D анимацию. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи в рубрике СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

* Список литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры:*

Белов Б.Б. Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

Smith S.S. Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. No.2. P. 139–161.

* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера страниц, *примеры:*

Белов Б.Б. Вулканизм Южного Урала — В сб.: *Вулканизм Урала*. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

Smith S.S. Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример:*

Вулканизм Урала. — Под ред. И.И. Иванова — СПб.: Наука, 2005. 711 с.

* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример:*

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иностранных.

* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например:*

Тундровка — тундровская свита, Иваново — Ивановский разлом).

* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

3. Требования к форматированию файлов статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2,

3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл “Readme” в формате программы Microsoft Word, содержащий:

а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензию. После рецензирования редакция

направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редакцией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят

редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией. Файл PDF опубликованной статьи направляется на указанную в п.2.4 электронную почту автора-корреспондента.