



ТЕКТОНИКА УРАЛА И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

К. С. Иванов*, В. А. Конторович**, В. Н. Пучков***, Ю. Н. Федоров****, Ю. В. Ерохин*

Урал как складчатая система прошел два полных цикла геодинамического развития во временном промежутке от рифея до мезозоя. Первый цикл состоялся в рифее и венде и завершился формированием Тиманид, второй относится к палеозою и началу мезозоя и соответствует собственно уралидам. Данный цикл может быть разделен на восемь этапов: 1) континентальный рифтогенез (кембрий – ранний ордовик), 2) океанический спрединг (средний – поздний ордовик), 3) островная дуга (поздний ордовик – ранний карбон), 4) ранняя коллизия (поздний девон – ранний карбон; между Магнитогорской островной дугой и пассивной окраиной континента Лавруссия), 5) поздняя субдукция с поглощением океанической коры реликтового Палеоуральского океана (карбон), 6) коллизия Лавруссии и Казахстанского континента, 7) ограниченное постколлизийное растяжение и суперплюммовый магматизм (триас), 8) деформационные процессы в ранней юре. Фундамент западной части Западно-Сибирской плиты – продолжение структурных зон восточного сектора уралид, а фундамент восточной части плиты сложен комплексами Сибирского кратона и его складчатого обрамления. Огромный блок казахстанид расположен к востоку от уралид, и выклинивается к северу. Главные домены фундамента делятся крупными швами, маркируемыми офиолитовыми комплексами. В ходе триасового рифтогенеза сформировались системы грабенов, выполненных базальт-риолитовыми комплексами. Широкое распространение триасовых вулканогенных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской плиты принципиально отличает этот регион от Урала.

Ключевые слова: Уралиды, геодинамический цикл, Западно-Сибирская плита, тектоника фундамента, континентальный рифтогенез, рифей, мезозой.

TECTONICS OF THE URALS AND THE BASEMENT OF WEST SIBERIA: GEOLOGY AND DEVELOPMENT FEATURES

K. S. Ivanov, V. A. Kontorovich, V. N. Puchkov, Yu. N. Fyodorov, Yu. V. Erokhin

Urals as a folded system had undergone two complete cycles of geodynamic development in the Riphean-Mesozoic time. The first cycle occurred in the Riphean and Vendian and ended by formation of the Timanides, the second one is dated as Paleozoic and early Mesozoic, corresponds to the Uralides, and can be divided into eight stages: (1) Continental riftogenesis (Cambrian – Early Ordovician). (2) Oceanic spreading (Middle-Late Ordovician). (3) Island arc (Late Ordovician – Early Carboniferous). (4) Early collision (Late Devonian-Early Carboniferous; between the Magnitogorsk island arc and the passive margin of Laurussia). (5) Late subduction with the crust consumption of the Paleouralian Ocean (Carboniferous). (6) Collision of Laurussian and the Kazakhstanian continents. (7) Limited post-collisional extension and superplume magmatism (Triassic). (8) Deformation in the Early Jurassic time. The basement of the western part of the West Siberian plate is a continuation of the structural zones of the eastern sector of Uralides, while the basement of the eastern part of the plate belongs to the Siberian craton and its folded margin. A huge block of the Kazakhstanides is situated to the east of the Uralides and pinches out to the north. These main domains of the basement are divided by two major ophiolite sutures. The Triassic rifting was marked by formation of graben systems composed of basalt-rhyolite complexes. Wide distribution of Triassic volcanogenic complexes within the basement of the West Siberian plate makes its principal difference from the Urals.

Keywords: the Uralides, geodynamic cycle, the West Siberian Plate, basement tectonics, continental riftogenesis, Riphean, Mesozoic.

Интерес к фундаменту Западной Сибири связан главным образом с тем, что, несмотря на высокую оценку потенциальных ресурсов углеводородов региона, в последнее время и добыча, и запасы нефти стали постепенно уменьшаться. В определенной мере это вызвано и тем, что традиционные подходы к поискам углеводородов стали в какой-то мере себя исчерпывать. К тому же появились новые интересные данные о наличии нефти в доюрском основании Западной Сиби-

ри (Рогожниковская площадь и др.). Интерес к залежам углеводородов, связанным с резервуарами доюрского основания Западно-Сибирской плиты, возник сразу же после открытия промышленных залежей газа и нефти в 1960-х гг. в Березовском и Шаимском районах приуральской части региона. Уже первыми скважинами там была установлена продуктивность верхней части палеозойского комплекса [10 и др.]. Сейчас триасовые и палеозойские формации доюрского основания Западно-Сибирской плиты вскрыты более чем в 5 тыс. скважин, расположенных, впрочем, весьма неравномерно, преимущественно в южных и центральных районах Западной Сибири (рис. 1). Страти-

*ИГГ УрО РАН (Екатеринбург);

**ИНГГ РАН (Новосибирск);

*** Институт геологии УНЦ РАН (Уфа);

**** «КогалымНИПИнефть» (Тюмень)

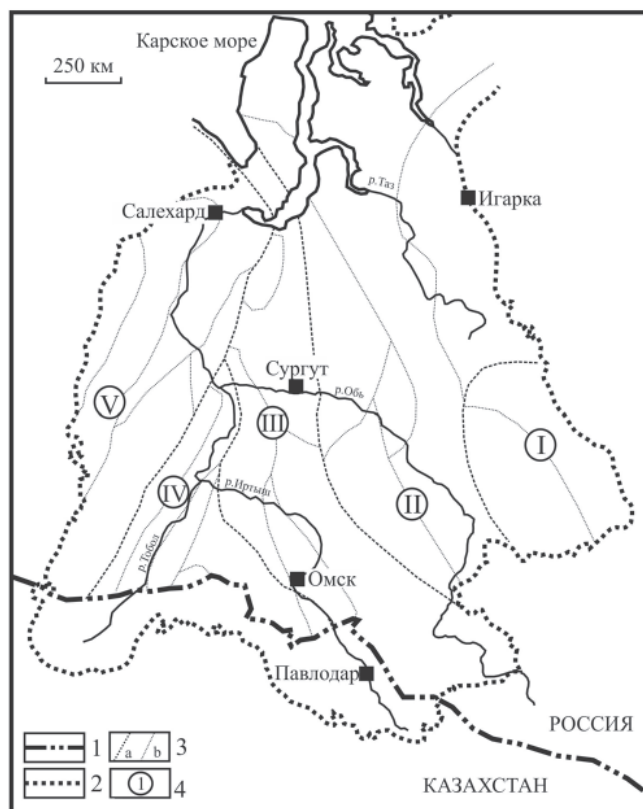


Рис. 1. Фациальные районы и мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской плиты [16]

Границы: 1 – между Россией и Казахстаном, 2 – Западно-Сибирской плиты, 3 – между мегазонами (а) и зонами (б); 4 – мегазоны

графия (а также возраст и вещественный состав) палеозойских толщ фундамента изучены в целом пока недостаточно. Исключение составляют лишь блоки существенно карбонатных отложений девона – карбона [34 и др.].

За 75 лет создано более 40 постоянно уточняющихся схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты [4, 7, 17, 22, 27, 34 и др.], которые существенно различаются в трактовке разных авторов (например, очень разные схемы [22, 39], опубликованные в одной книге). Общая их черта – продолжение в пределы фундамента Западной Сибири окружающих плиту палеозойских складчатых поясов и их структурно-формационных зон в соответствии с простираем окружающих платформу структур и генерализованным рисунком потенциальных полей (рис. 2, 3). Поэтому целесообразно рассмотреть строение фундамента Западно-Сибирской плиты совместно с окружающими ее складчатыми системами, в данной статье – с Уралом.

Уральский складчатый пояс

Урал – один из наиболее известных мировых эталонов складчатых поясов с полным геодинамическим циклом развития. Вопросам его геологического строения и развития посвящено огромное количество публикаций, в том числе монографий, которые, как и авторские данные, нами

учтены [2, 11, 13, 14, 19, 24, 28, 29, 30, 33, 37, 41, 42, 45, 46, 48, 50 и др.]. Особо следует отметить, что на Урале осуществлено несколько крупных комплексных геолого-геофизических проектов (проект «Уралиды–Варисциды» в рамках программы «Европроба» и др.), результатом которых стали сейсмопрофили и структурные сечения через Южный и Средний Урал (URSEIS-95 и ESRU, местоположение профилей см. на рис. 4). Это способствовало лучшему пониманию глубинного строения Уральского орогена.

Уральская складчатая область протягивается на 2500 км и представляет собой крайнее северо-западное звено огромного палеозойского Урало-Монгольского подвижного пояса. Главную складчатость, а также тектоническое скучивание, метаморфизм и гранитизацию Урал претерпел в позднем палеозое (максимум в C_3 – P_1). Урал отличается целым рядом особенностей, таких как исключительно широкое развитие и сохранность офиолитов и островодужных комплексов, присутствием Платиноносного пояса интрузий и всеуральского пояса метаморфитов повышенных давлений. Геофизические исследования показывают наличие под центральной частью бивергентной структуры Урала «холодного», изостатически уравновешенного «корня гор».

В тектоническом отношении Урал подразделяется на ряд меридиональных структурных мегазон, субпараллельных окраине Восточно-Европейской платформы. Западные мегазоны могут быть прослежены на поверхности на всем протяжении пояса, а восточные – преимущественно лишь на Южном и Среднем Урале, они постепенно исчезают к северу под мезо-кайнозойским чехлом молодой Западно-Сибирской платформы. Наиболее вероятным продолжением Урала на юго-востоке являются варисциды Южного Тянь-Шаня. Опыт сравнительного изучения Урала и Тянь-Шаня свидетельствует, что в Южном Тянь-Шане есть аналоги многих допозднепалеозойских формаций Урала (хотя и различия между регионами весьма существенны); позднепалеозойские же формации Урала (начиная с флиша зилаирской серии фамена – турне), по-видимому, трассируются на Кавказ через Прикаспийскую впадину.

С запада на восток Уральский складчатый пояс обычно делится на семь мегазон (см. рис. 4). Первые три образуют палеоконтинентальный сектор Урала – край континента Балтики/Лавруссии, а последние три – палеоостроводужный сектор, представляющий собой коллаж офиолитов, островодужных и микроконтинентальных террейнов. Граница между ними – гигантская шовная зона (офиолитовая сутура) Главного Уральского разлома.

Приведем характеристику мегазон Урала (см. рис. 4).

А. Предуральский передовой прогиб заполнен терригенными осадками (предфлишевыми

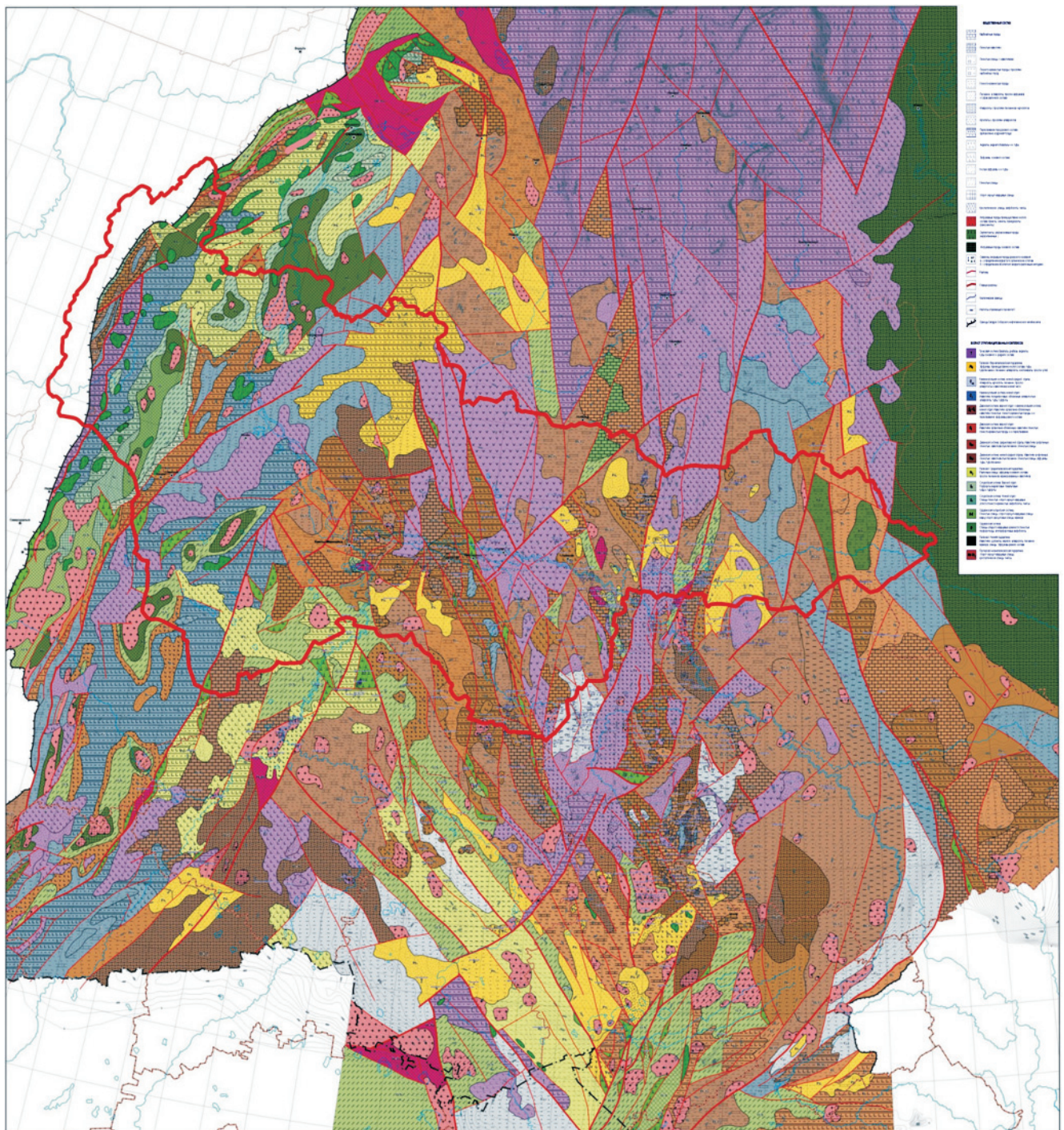


Рис. 2. Геологическая карта Западно-Сибирской геосинеклизы со снятыми послетриасовыми отложениями. Составлена по материалам ИНГГ СО РАН, СНИИГГиМС, СибНАЦ, НАЦ РН ХМАО и др. (научный руководитель – акад. А. Э. Конторович, редактор – д. г.-м. н. А. Г. Клец) [7]

глубоководными конденсированными осадками, эвапоритами, флишем и молассой) верхнего палеозоя и отчасти триаса мощностью до 5–6 км. На юге Урала заложение прогиба знаменуется накоплением флишевой формации позднекаменноугольно-раннепермского возраста, переходящей к западу в конденсированную, так называемую предфлишевую формацию, представленную преимущественно переслаиванием относительно глубоководных темноцветных аргиллитов, мергелей и известняков. Обычно предполагается [40 и др.], что причиной образования депрессионной

предфлишевой формации, начинающей разрез прогиба, послужило опускание края континента под действием веса пластин островодужных пород, надвигавшихся с востока. По западной стороне незагруженного прогиба формировался структурный уступ, обращенный к востоку. Край уступа с течением времени смещался к западу, трассируясь цепочками рифовых массивов. Флишевая формация (C_2-P_1) формировалась в стадию активной коллизии и горообразования, надвигообразования. Процесс сопровождался смещением прогиба на запад, на платформу, что

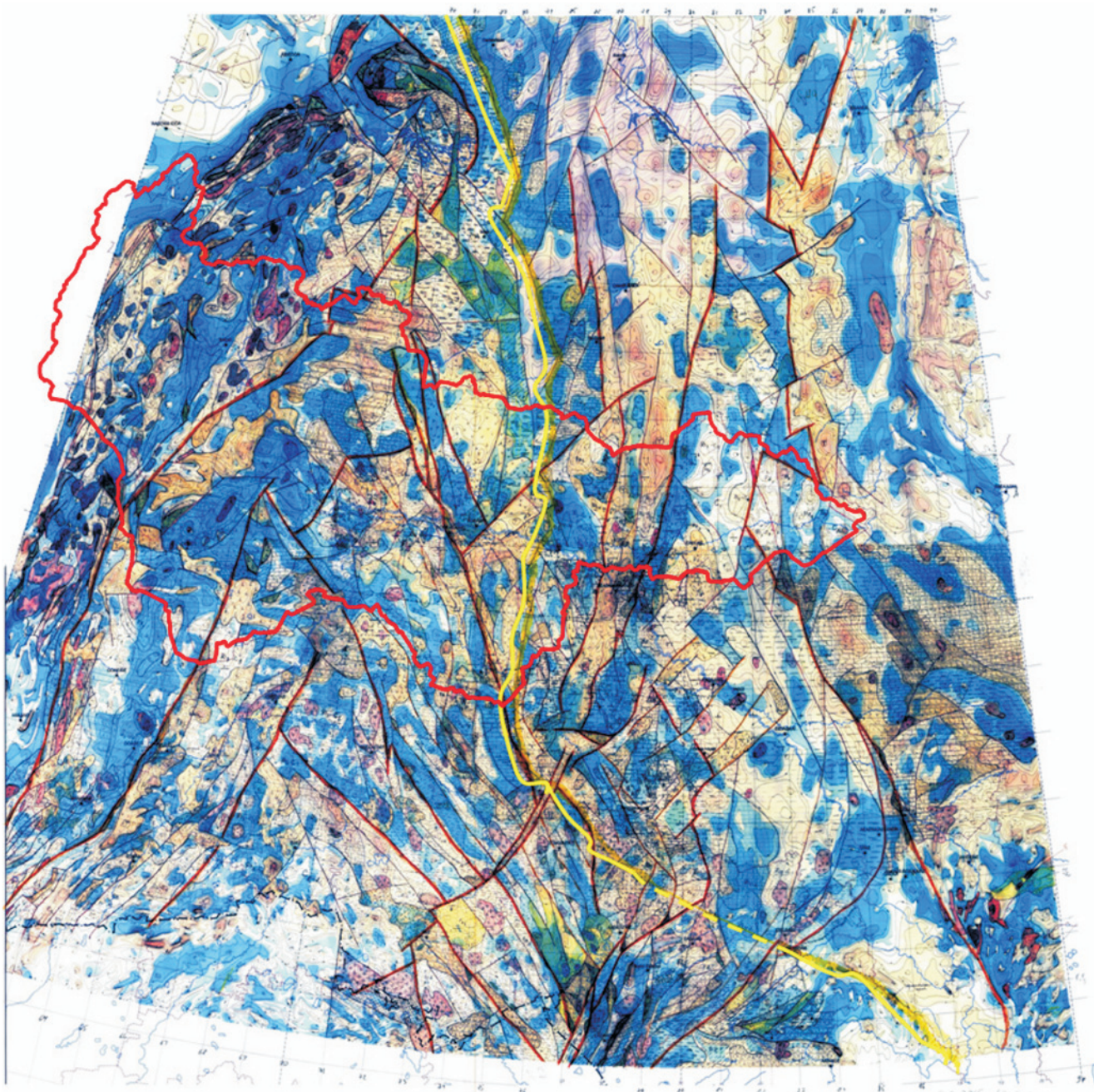


Рис. 3. Континенты в пределах Западно-Сибирской геосинеклизы на основе карты аномального магнитного поля [7]

хорошо устанавливается по изменению возраста карбонатного (платформенного) основания прогиба. В кунгурское время флиш отчасти замещается эвапоритами, окончательно заполнившими и нивелировавшими глубоководную впадину. Мелководная и континентальная молассовая формация (P_2 –Т) смещена на запад по отношению к флишу и сформирована в стадию затухания горообразовательных процессов на Урале. По-видимому, при этом нагрузка на край плиты уменьшилась и плита начала всплывать.

Возраст основания прогиба меняется, омолаживаясь в сторону платформы и к северу вследствие направленной миграции прогиба с востока на запад и, вероятно, с юга на север. Для западных частей прогиба характерны в основном пологие платформенные структуры; для восточных,

переработанных уральской линейной складчатостью, – гребневидные, валообразные, коробчатые и более сложные сжатые складки (включая лежащие, изоклинальные) уральского простирания, осложненные линейными сульфатно-соляными диапирами и надвигами, сместители которых имеют восточное падение и книзу выполаживаются, сливаясь с поверхностями срыва. Глубина Предуральского прогиба заметно меняется. Он разделен поперечными поднятиями на ряд изолированных впадин (с юга на север): Актюбинской, Бельской, Юрюзано-Сылвинской, Соликамской, Верхнепечорской, Большесынинской, Косью-Роговской, Коротаихинской и Карской [19 и др.].

В. Западно-Уральская мегазона в палеозое была пассивной (Атлантического типа) окраиной Восточно-Европейской платформы, обла-

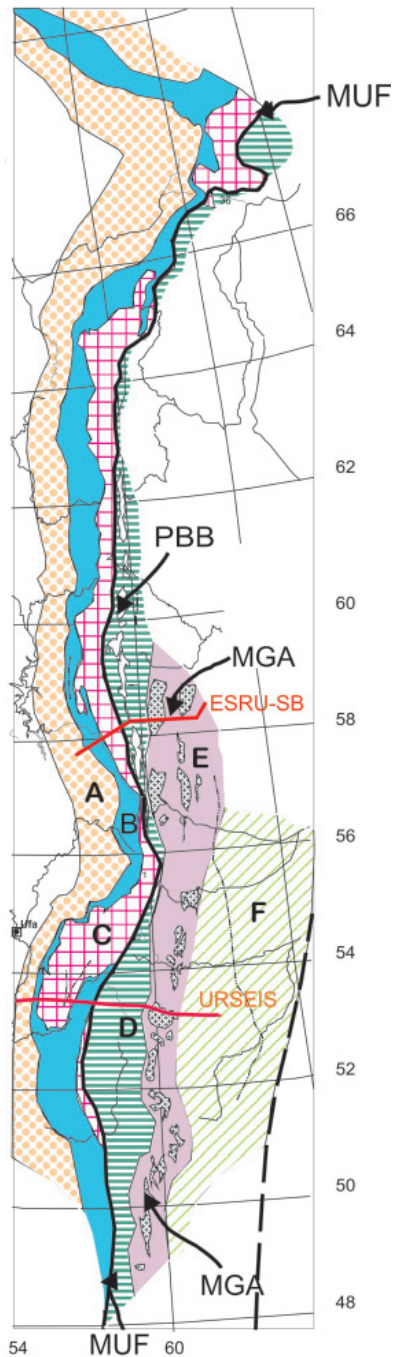


Рис. 4. Схема размещения тектонических мегазон Урала (объяснения см. в тексте): MUF – Главный Уральский разлом, PBB – Платиноносный пояс, MGA – Главная гранитная ось

стью ее перехода к расположенному восточнее Уральскому палеоокеану. Здесь выделяются две региональные структурно-формационные зоны, существовавшие с ордовика до карбона: западная – Бельско-Елецкая, где развиты терригенно-карбонатные толщи палеошельфа, и восточная – Зилаиро-Лемвинская терригенно-кремнисто-сланцевая, интерпретируемая [28 и др.] как область пассивного континентального склона. И лишь в раннем – среднем карбоне здесь возникла новая структура – уже упомянутый Предуральский краевой прогиб.

Комплексы шельфа, лежащие во внешней (Бельско-Елецкой) зоне, на практически не разрушенном, хотя и несколько утоненном допалеозойском кристаллическом основании, характеризуются платформенным обликом. Здесь обычно

присутствие рифовых, биогермных, органогенно-детритовых и других известняков с толстостенной макрофауной, а также доломитов, кварцевых песчаников с признаками прибрежно-морского генезиса. Разрезы этой зоны имеют повышенные мощности, но принципиально ничем не отличаются от разрезов платформенного чехла смежной с ней Восточно-Европейской плиты, непосредственным продолжением которого они и являются. Вертикальный ряд формаций начинается здесь с тельпосской терригенно-олигомиктовой формации нижнего ордовика, залегающей либо на грабеновых формациях, либо непосредственно на кристаллическом фундаменте. Выше она сменяется терригенно-известняково-доломитовыми толщами среднего – верхнего ордовика. Силурийско-каменноугольные образования представлены преимущественно мелководными слоистыми и рифогенными известняками, среди которых залегают пачки хорошо сортированных кварцевых песчаников (такатинская свита раннего эйфеля, свита C_1h и др.). Рифогенные известняки нижнего девона мощностью до 1500 м образовали барьерный риф, протягивающийся почти по всей окраине Восточно-Европейского континента.

Зилаиро-Лемвинская структурная зона состоит из пяти районов развития батинальных комплексов с севера на юг: Лемвинского, Малопечорского, Бардымского, Восточно-Зилаирского и Сакмарского.

В истории развития зоны выделяются три стадии: 1) заложения (рифтовая); 2) зрелой пассивной континентальной окраины; 3) предорогенная (грауваккового флиша). Для рифтовой стадии (нижний ордовик) наиболее характерны мелководные терригенные молассоидные толщи с щелочно-базальтовыми вулканитами. Стадия пассивной континентальной окраины началась в большинстве районов Урала в среднем ордовике, когда произошло образование и опускание континентального склона, что фиксируется накоплением пелагических существенно кремнисто-глинистых осадков, часто конденсированных. Раннесилурийские отложения повсеместно представлены фтанит-черносланцевой толщей. Цветные кремни, кремнистые брекчии и песчаники с редкими горизонтами глинистых глубоководных известняков отлагались на юге вплоть до франа, а на севере – до башкирского века включительно. Выше по разрезу на Южном Урале залегают мощные толщи грауваккового флиша (зилаирская формация фамена – турне и др.), образованные за счет размыва пластин вулканогенно-осадочных формаций. В северных районах флиш появляется несколько позднее – в раннем карбоне. Начавшееся в это время сжатие привело в раннем карбоне к полному закрытию Зилаиро-Лемвинской зоны с образованием западновергентной складчато-надвиговой структуры над поверхностями тектонического срыва и шарьированием сформировавшихся



в ней отложений на запад. Шарьирование батинальных комплексов на шельфовые подтверждено результатами структурного бурения на западном склоне Среднего, а в последнее время и Полярного Урала.

В Сакмарском, Бардымском, Кракинском и некоторых других районах на осадочные комплексы пассивной континентальной окраины шарьированы офиолиты и вулканогенно-осадочные и интрузивные островодужные формации

С. Центрально-Уральская мегазона сложена главным образом метаморфизованными докембрийскими и раннепалеозойскими толщами, слагающими осевую, наиболее гипсометрически приподнятую часть Уральских гор. Наряду с этим в крупных поднятиях Южного и Среднего Урала (Башкирский и Кваркушский мегантиклинории) на поверхность выходят и практически неметаморфизованные докембрийские толщи. Так, Башкирский мегантиклинорий Южного Урала сложен мощными (до 15 км) мелководными терригенно-карбонатными толщами рифея с небольшим по объему количеством субщелочных вулканитов и интрузий рифтового генезиса на временных уровнях примерно 1800–1650, 1380–1350, 720–700 млн лет (частично опубликованные данные А. А. Краснобаева, В. Н. Пучкова, В. И. Козлова).

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы, на котором располагаются рифейские отложения, выходит на поверхность в Тараташском блоке Башкирского мегантиклинория. Толщи, метаморфизованные здесь преимущественно в гранулитовой и амфиболитовой фациях, коррелируются с карелидами, хотя обнаруживают реликты и более древних (архейских) комплексов.

Особое положение занимает антиформа хр. Урал-Тау. До 1980-х гг. господствовала точка зрения, что это докембрийская структура, нижняя часть разреза которой представлена среднерифейским максютовским эклогит-глаукофансланцевым комплексом, а верхняя – мощным терригенным верхнерифейско-вендским суванякским. В связи с этим Урал-Тау безоговорочно рассматривался как часть докембрийской структуры Центрально-Уральской зоны (чуть ли не как ее синоним). Многочисленные находки палеозойской фауны и определения абсолютного возраста (в подавляющей части палеозойские) заставляют в настоящее время отказаться от этой точки зрения, по крайней мере в трактовке южной части структуры.

Мегазоны А, В и С сформированы в результате деформаций пассивной континентальной окраины Лавруссии (Восточно-Европейской платформы), и только некоторые аллохтоны (Сакмарский и Крака Южного Урала, Нязепетровский Среднего Урала и др.) были надвинуты сюда с востока, из палеостроводужной части Уральского складчатого пояса.

Зона Главного Уральского разлома (ГУР) представляет собой типичную офиолитовую структуру переменной ширины (местами до 20 км и более), – след исчезнувшей преддуговой впадины Палеоуральского океана. Для ГУР характерно широкое развитие серпентинитового меланжа и тектонических мегабрекчий протяжением в сотни километров (Сакмаро-Вознесенская зона Южного Урала, Райизско-Хараматалоуская зона Полярного Урала и др.). Характерны также зоны дислокационного метаморфизма, бластомилониты. Здесь прерывистой полосой прослеживается всеуральский пояс эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. Судя по сейсмическим данным (МОВ), поверхность разлома падает на восток под углом 35–55°, разделяя комплексы древнего континента с одной стороны и надвинутые на них палеозойские океанические и островодужные – с другой.

Д. Тагило-Магнитогорская мегазона («главная вулканогенная зона Урала»), располагающаяся сразу восточнее ГУР, не является единой структурой, а отчетливо разделяется на две разновозрастные, хотя и сходные по геологическому строению зоны (островодужные террейны) – более древнюю Тагильскую и молодую Магнитогорскую. Заложение Тагильской зоны происходило в среднем ордовике, а Магнитогорской – в нижнем девоне.

Тагильская зона широко развита на Северном, Приполярном и Полярном Урале и на севере Среднего, тогда как на Южном Урале вопрос о сохранности ее фрагментов (в любом случае крайне редуцированных) является предметом дискуссии. Магнитогорская зона слагает основную часть восточного склона Южного Урала, и ее дислоцированные фрагменты обнаружены на Среднем Урале, восточнее Тагильской зоны.

Как в Тагильской зоне, так и в Магнитогорской в низах вулканогенных разрезов лежат толеитовые подушечные низкокальциевые базальты мощностью 1,5–2,5 км. Образования, расположенные еще ниже, представлены фрагментарно обнаженным комплексом параллельных диабазовых даек. Как правило, базальты сопровождаются лишь измененными гиалокластитам и тонкими прослоями яшм, в которых собраны достаточно обильные комплексы конодонтов среднего – верхнего ордовика в Тагильской зоне и эмса – в Магнитогорской. В целом, для Тагило-Магнитогорской зоны реконструируется следующий ряд вулканогенных зеленокаменно измененных формаций (снизу вверх): 1) натриевая базальтовая, 2) натриевая риолит-базальтовая, 3) андезит-дацитовая, 4) андезит-базальтовая, 5) андезитовая, 6) базальт-трахит-трахилипаритовая. Смещение по времени между Тагильской и Магнитогорской мегазонами сохраняется для всего этого вертикального ряда формаций. Субщелочные вулканогенные формации Тагильской зоны перекрываются ниже-среднедевонскими бокситоносными известняками. В Маг-



ниготорской зоне субщелочные вулканогенные формации появляются только в верхнем девоне, фациально замещаясь флишем и перекрываясь известняками с толеитовыми и субщелочными вулканитами, уже лишенными признаков надсубдукционного генезиса.

Вдоль западного края палеостроводужного сектора Урала, в западной части Тагильской мегазоны, близ ГУР протягивается более чем на 900 км уникальный Платиноносный пояс, один из наиболее крупных и значимых геологических комплексов Урала. Это гигантское образование представлено на Среднем, Северном и Приполярном Урале цепью из тринадцати концентрически-зональных изометричных или тектонически вытянутых массивов, сложенных ассоциацией дунитов, клинопироксенитов, оливиновых и двупироксеновых габбро и гранитоидов и является своего рода эталоном зональных мафит-ультрамафитовых массивов (урало-аляскинский тип). Породы Платиноносного пояса – это островодужные образования: разноглубинные выплавки, генерировавшие над зоной субдукции (надсубдукционный магматизм здесь завершился 415–420 млн лет назад) [13, 38 и др.]. Это доказывается их сходством с габброидными и ультраосновными ксенолитами из вулканитов современных островных дуг, геохимическими характеристиками и другими данными.

Широко проявившийся в пределах главных вулканогенных зон Урала – Тагильской и Магнитогорской – магматизм островодужного типа обусловил разнообразие соответствующих интрузивных комплексов. С начальными эпизодами островодужного магматизма связано внедрение тоналитов и плагиогранитов М-типа, ассоциирующих с роговообманковыми габбро (габбро-плагиогранитные или габбро-тоналитовые комплексы). Позднее они сменяются габбро-гранитоидными ассоциациями с гранитами I-типа, химизм которых в процессе эволюции островных дуг меняется от известково-щелочного калиево-натриевого до субщелочного калиевого. Широко развиты интрузивные комплексы островодужного типа.

Одно из главных отличий между Тагильской и Магнитогорской зонами, помимо возраста, заключается в том, что первая относится к островным дугам энсиалического типа, а вторая (кроме ее северного продолжения) – энсиматического. Девонские вулканические серии Магнитогорской зоны имеют геохимические черты, типичные для надсубдукционных серий [45, 46, а также данные И. Б. Серавкина, А. М. Косарева и др.], такие как негативные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf, Y при повышенных концентрациях LIL элементов (K, Rb, Ba, Cs) и LREE. Они не обнаруживают признаков контаминации континентальной корой и могут рассматриваться как энсиматические островодужные комплексы, сформированные над зоной субдукции с восточным падением.

Отметим, что в последние годы [25, 43, 47, данные авторов и др.] наметилась тенденция получения относительно «древних», как правило, верхнедевонских дат (510–885 млн лет; Sm-Nd и U-Pb методы) «возраста» габбро-ультрабазитовых массивов Урала, причем как альпинотипной, так и платиноносной ассоциаций. В отношении офиолитов пока не до конца понятно, как эти цифры соотносятся с достаточно обильными (многие десятки) и в целом весьма надежными ордовикскими (преимущественно позднеаренинско-среднеордовикскими) определениями возраста (по представительным комплексам конодонтов из сингенетических прослоев яшм) толщ офиолитовых базальтов [13, 30, 45 и др.], по-видимому, комплементарных с габбро-ультрабазитовыми комплексами. Нам, впрочем, не известно ни одного примера надежного (выполненного разными методами с получением сходящихся цифр) определения возраста **всех** членов офиолитовой ассоциации в одном и том же комплексе или массиве. Данные последних лет позволяют предполагать разновозрастность составляющих единых офиолитовых комплексов (причем нижние ультрабазит-габбровые части офиолитовых разрезов, по-видимому, существенно древнее толеитовых базальтов и комплекса параллельных диабазовых даек).

Восточная граница Тагило-Магнитогорской мегазоны проходит по Восточно-Магнитогорской зоне меланжа на Южном Урале и по Серовскому разлому, также выраженному меланжированными серпентинитами, на Среднем Урале и юге Северного Урала.

Е. Восточно-Уральская мегазона отличается от смежной с запада Тагило-Магнитогорской широким распространением гранитоидов и гнейсов, наличием микроконтинентальных блоков допалеозойской (?) кристаллической коры сиалического типа, а также в целом континентальным типом коры с хорошо выраженным гранитным слоем. Именно эта мегазона вмещает так называемую Главную гранитную ось Урала, где сосредоточена наибольшая часть гранитов региона. Магматизм окраинных (задуговых) бассейнов ограничивается габбро-тоналитовыми ассоциациями М-типа (наиболее типичный пример – рефтинский габбро-тоналитовый комплекс востока Среднего Урала). Следующая по времени окраинно-континентальная стадия развития характеризовалась внедрением гранодиоритовых и тоналит-гранодиоритовых батолитов I-типа, часто имеющих очень крупные размеры (до 100 км в длину). Типичный пример таких тел – Верх-Исетский тоналит-гранодиоритовый массив Среднего Урала. На поздних эпизодах известково-щелочной тоналит-гранодиоритовый магматизм сменился субщелочным, но площадное распространение субщелочных пород этой стадии незначительно. Коллизионный этап развития Урала характеризуется образованием батолитообразных тел коровых анатектических гранитов.



Изотопные характеристики гранитов Главной гранитной оси на Южном Урале позволяют предполагать их формирование первоначально над позднепалеозойской зоной субдукции [45 и др.]. Поздние стадии этого процесса связаны с палингенезом в континентальной коре, утолщенной вследствие интенсивного сближения коровых блоков по системе восточновергентных надвигов, унаследованных от раннекаменноугольно-башкирской зоны субдукции. Система эта надежно устанавливается на сейсмопрофилях «УРСЕЙС-95» и ESRU [11, 48 и др.].

В целом, Восточно-Уральская мегазона (поднятие) представлена в значительной мере интрузивными и метаморфическими породами невысоких давлений, т. е. образованиями нижней и средней части земной коры. Эта новообразованная кора континентального типа была окончательно сформирована в позднем палеозое (ранней перми). Судя по уровню метаморфических преобразований, сопровождавших внедрение гранитов, выведение их на поверхность сопровождалось эрозией верхней коры мощностью 10–15 км, что можно объяснить наличием горного рельефа и соответствующего «корня гор».

Восточной границей мегазоны является Карталинский разлом.

Г. Зауральская мегазона, самая восточная структура «открытого» Урала, имеет, по всей видимости, аккреционную природу. В Зауральской мегазоне развиты весьма пестрые по составу палеозойские вулканогенные и осадочные толщи. Среди докаменноугольных образований выделяются комплексы разных формационных типов: 1) блоки кристаллических сланцев допалеозойского (?) возраста; 2) ордовикские терригенно-вулканогенные рифтовые комплексы; 3) офиолиты среднего – верхнего ордовика, слагающие субмеридиональные зоны (Денисовскую, Варненскую); 4) силурийские вулканогенно-осадочные островодужные комплексы; 5) средне-позднедевонские глубокоководные кремнисто-сланцевые толщи. Все эти толщи перекрыты раннекаменноугольными надсубдукционными андезито-базальтами, слагающими постаккреционный комплекс. Каменноугольные отложения подразделяются (с запада на восток) на Валерьяновскую, Боровскую и Убаганскую зоны. Все они перекрыты мезо-кайнозойским платформенным чехлом и различаются лишь деталями строения. Судя по данным бурения, здесь развиты преимущественно каменноугольные, главным образом раннекаменноугольные комплексы. Осадочные отложения представлены мелководными известняками и терригенными песчано-аргиллитовыми толщами. Широко распространены вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, представленные андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. Вулканы вместе с интрузиями основного и среднего состава образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Для Зауральской мегазоны характерна весьма сложная тектоника. Здесь обильны надвиги, сдвиги, зоны меланжированных серпентинитов и бластомилонитов. По данным геологических съемок, структурных исследований, а также сейсмопрофиля «УРСЕЙС» основные структурные элементы здесь падают на запад.

В собственно уральском цикле развития орогена можно выделить ряд этапов (рис. 5), отчасти накладывающихся один на другой вследствие диахронности однотипных процессов:

1. Этап континентального рифтогенеза (кембрий – ранний ордовик). Общее поднятие региона, затем формирование всеуральского рифта. Снизу вверх (и с запада на восток) постепенно увеличивается объем вулканитов и уменьшается их щелочность.

2. Этап океанического спрединга (средний – поздний ордовик). Спрединг и формирование офиолитов на Урале началось в позднем арениге. Это доказывают конодонтовые датировки акайской, сугралинской, низов поляковской, денисовской и других толщ толеитовых базальтов мощностью до 2500 м, где в прослоях яшм снизу вверх установлены следующие комплексы конодонтов: *Periodon flabellum* – *P. aculeatus zgierzensis*; *Periodon aculeatus aculeatus* – *P. aculeatus zgierzensis* – *Pygodus serrus*; *Periodon aculeatus aculeatus* – *Pygodus anserinus*. Это дает основания считать, что спрединг продолжался 25–30 млн лет, а ширина ордовикского Уральского палеоокеана была не менее 600–800 км.

3. Островодужный этап (поздний ордовик – ранний карбон). Восточный сектор Урала состоит из двух главных разновозрастных островодужных террейнов – Тагильского (ордовик – нижний девон) и Магнитогорского (нижний девон – карбон), имеющих достаточно схожее строение. Однако в Тагильском террейне в его западной части на поверхность выведены глубинные магматические надсубдукционные комплексы, представленные массивами Платиноносного пояса; наличие нескрытого габброидного пояса можно предполагать (судя по гравитационным полям) и в Магнитогорском террейне.

4. Ранний коллизионный этап (поздний девон – ранний карбон). Происходило столкновение Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия. Направление коллизии было косым (северо-западным).

5. Поздний субдукционный этап: субдукция коры реликтовых океанических впадин Палеоуральского океана (ранний карбон – башкирский век). Аккреция Зауральской зоны и субдукция океанической коры осуществлялась под Восточно-Уральскую зону, что привело к формированию тоналит-гранодиоритовой компоненты Главной гранитной оси Урала и мощному надсубдукционному вулканизму в восточных зонах Урала. Судя по прекращению характерного субдук-

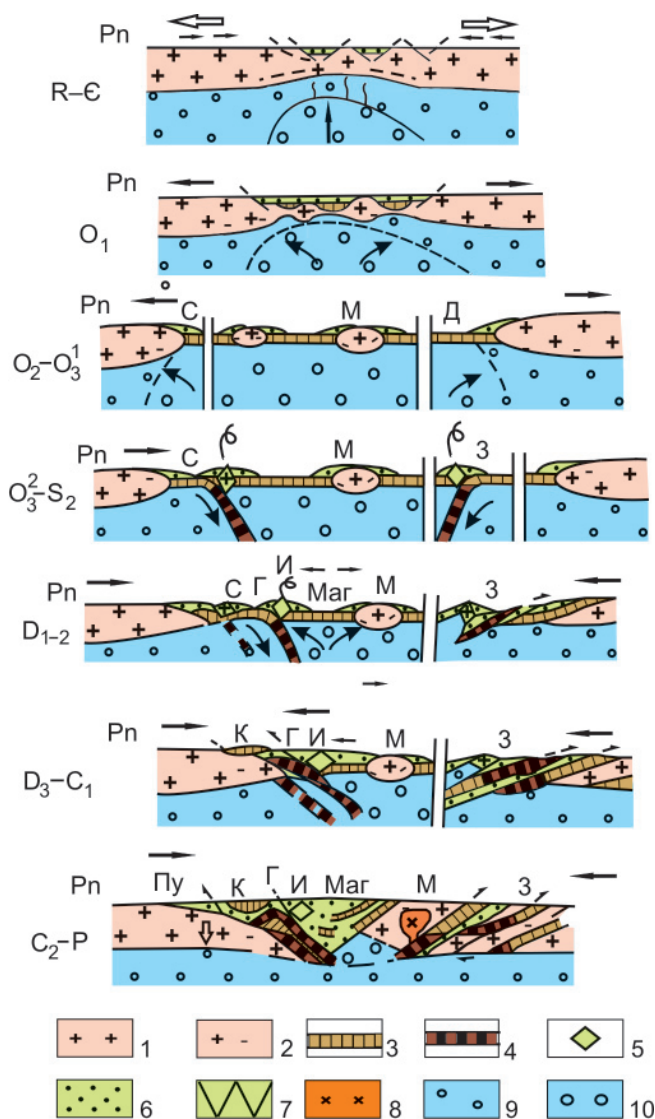


Рис. 5. Схема геодинамического развития Южного Урала в палеозое

1 – континентальная земная кора; 2 – то же, интенсивно деформированная; 3 – базальтоиды и другие породы океанической коры, а также андезитовые островные дуги; 4 – то же, метаморфизованные, преимущественно в зонах субдукции; 5 – островные дуги; 6 – осадочные комплексы; 7 – аккреционные призмы; 8 – граниты Главной гранитной оси Урала; 9 – нормальная, 10 – аномальная; Рп – Русская (Восточно-Европейская) платформа, КК – Казахстанский континент, С – Сакмарская зона, М – Мугоджарский (Восточно-Уральский) микроконтинент, Д – Денисовская вулканогенная зона, З – Зауральская мегазона, Г – Главный Уральский глубинный разлом, И – Ирендыкская островная дуга, Маг – Магнитогорская вулканогенная зона, К – Крака, Пу – Предуральский прогиб; стрелками показаны направления движений

ционного магматизма и изменению палеогеографической обстановки, в позднебашкирском веке произошел переход к коллизии.

6. Коллизия континентов Лавруссии и Казахстана. Коллизия и орогенез, развившийся как следствие коллизии, выразились в постепенном исчезновении осадконакопления с территории всех зон Урала, расположенных к востоку от

ГУР. В предпермское, а особенно в пермское время эти зоны становятся областями интенсивной эрозии, поставлявшими терригенный материал в Предуральский краевой прогиб, мигрировавший на запад перед фронтом западнотерригенных надвигов. Одновременно под Восточно-Уральской и Зауральской зонами возникает мощная система восточнотерригенных надвигов, захватившая земную кору на всю ее глубину и связанная с поверхностью Мохо как с поверхностью тектонического срыва. Увеличение вследствие этого мощности коры в Восточно-Уральской зоне привело к смене надсубдукционного гранитного магматизма на анатектический.

7. Этап ограниченного постколлизийного растяжения и суперплюмового магматизма (триас). Формировалась система сбросов, угленосных грабенов Урала, появились базальты Зауралья и Полярного Урала. Судя по последним изотопным данным, мощный трапповый вулканизм начался практически одновременно на огромной территории от Урала до Центральной Сибири (около 250 млн лет) и продолжался в виде затухающих импульсов еще около 20 млн лет [1, 51 и др.].

8. Короткий импульс орогенеза. Произошел в конце раннеюрского времени, причем его влияние усиливается на севере Урала и становится решающим на Пай-Хое и Новой Земле, складчатые области которых и были сформированы в юрское время. Триасовые отложения на юге региона смяты лишь в пределах его восточного сектора (Челябинский и другие грабены), где верхнетриасовые и более древние осадки деформированы и слагают надвиги [31].

Пост-уральская история развития (от юры до настоящего времени) включает субплатформенный и неорогенетический этапы. В течение первого этапа (мел – палеоген) происходила денудация территории, второго (плиоцен-четвертичное время) – поднятие современных Уральских гор. Их образование может быть объяснено удаленным влиянием деформирующих сил сжатия, распространившихся на отдельные районы Урало-Монгольского пояса из Альпийско-Гималайской коллизийной зоны. Глубина эрозии уральского неотектонического сооружения с мелового времени составила от 1000 до 2000 м [29].

Районирование фундамента Западно-Сибирского мегабассейна

Практически все исследователи согласны, что фундаментом западной части Западно-Сибирской плиты являются структурные зоны восточного сектора Урала, а фундаментом востока плиты – комплексы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Также общая черта схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты – наличие непосредственно восточнее уральского крупного блока казахстанид, постепенно вы-



клинивающегося к северу (см. рис. 1). Эти главные мегазоны (или домены) разделены крупными сутурами – Валериановской и Чарской.

Ядро Сибирского домена – Сибирская платформа и окружающие ее складчатые области, среди которых на основе формационного анализа, а также изотопных и палеонтологических данных реконструируются три первичные фациальные мегазоны [22, 34 и др.], образующие единый фациальный ряд, характеризующий обстановку седиментации на Сибирском континенте и вблизи него, с постепенным углублением к западу. Так, мегазона II (см. рис. 1) сложена преимущественно мелководными терригенно-карбонатными формациями верхов кембрия – низов среднего карбона, продолжающими шельф Сибирского континента. Мегазона III представлена преимущественно более глубоководными фациями шельфа, континентального склона, а также вулканогенными комплексами. В трактовке авторов работы [17] и др. мегазона III примерно отвечает Центрально-Западносибирский блок земной коры позднегерцинской консолидации, сложенный преимущественно флишевыми и карбонатными формациями среднего палеозоя. Предполагается [26, 27 и др.], что все три отмеченные мегазоны вместе с Сибирской платформой связаны единым докембрийским (протерозойско-нижнерифейским) кристаллическим основанием. Скважинами это основание не вскрыто, лишь предполагалось [18 и др.] при интерпретации ряда сейсмопрофилей в их нижней части, на глубинах ниже 4 км.

Недавно нам удалось подтвердить наличие в этой части Западно-Сибирской плиты докембрийского кристаллического основания на Тыньярской площади востока ХМАО. Здесь в междуречье Ваха и Елогуя, в восточной части Западно-Сибирской плиты пробурены глубокие скв. 100 и скв. 101. На глубине 1790 м они вскрыли экзрузивное тело кислых эффузивов, которое через 300 м переходит в гипабиссальные микропегматитовые гранит-порфиры, а глубже (с 2590 м) – в монотонные крупно- и среднезернистые гранитоиды. По скважинам с глубиной от кислых эффузивов к плутонитам отмечается нарастание кремнезема (SiO_2 от 59–62 до 73–74 %) и щелочей ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ от 7–8 до 9–9,5 %). Вулканыты из верхней части разреза располагаются в полях дацита и трахидацита, а из нижней – попадают на границу полей трахириолитов и риолитов. В то же время гранитоиды попадают в поле щелочных гранитов рядом с верхней границей субщелочных пород (щелочные лейкограниты, аляскиты и т. д.). По содержаниям микроэлементов вулканыты и гранитоиды Тыньярской площади находятся в области внутриплитных гранитоидов и являются гранитоидами А-типа [12].

Данный вулканоплутонический комплекс формировался в раннепермское время (U-Pb-возраст по цирконам $277\pm 3,9$ млн лет, рис. 6). При

этом возраст существенной части цирконов гораздо более древний – 2051 ± 23 млн лет. Присутствие «древних» цирконов в изученных породах свидетельствует о том, что раннепермская гранитная магма взаимодействовала с древним веществом. Вполне вероятно, это мог быть древний гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тыньярское липарит-гранитное тело. Таким образом, весьма вероятно наличие древнего (примерно 2 млрд лет) сиалического фундамента под Тыньярской площадью, что резко отличает этот район от более западных регионов Западно-Сибирской платформы, где фундамент сложен уралидами и не содержит древних протерозойских блоков. По всей видимости, этот древний фундамент представляет собой утоненный край (при позднепротерозойском – раннепалеозойском рифтогенезе и растяжении) Восточно-Сибирской платформы.

С позднего рифея и до кембрия включительно происходили растяжение и фрагментация Сибирского домена [7, 22 и др.]. Первый разрыв всей континентальной коры с ее раздвигом был, вероятно, на рубеже раннего и позднего рифея, при этом формировались турбидитовые комплексы и офиолиты. Свидетельством последнего импульса процессов рифтогенеза можно, видимо, считать вулканыты основного состава, вскрытые Вездеходной скв. 4. По своему химизму они отвечают базальтам задуговых бассейнов и Срединно-океанического хребта [5 и др.]. Развитие территории Сибирского домена привело к формированию платформенных образований, фаций глубокого и мелкого шельфа, а также наземных отложений.

В представлениях о развитии казахстанид (мегазона IV на рис. 1) спорных вопросов существенно больше. Дискутируется как отнесение к ним отдельных районов, сложенных весьма разнообразными комплексами (среди которых в целом преобладают андезиты и их туфы, а также карбонатно-сланцевые комплексы девона – карбона и др.), так и вся история развития этой структурной единицы Западной Сибири. Обычно считается [3, 6 и др.], что юг указанной мегазоны представляет собой северное погружение Кокчетавского массива, а на севере располагается Краснотенинский свод и оба этих докембрийских блока объединились, вероятно, во франское время. Но предположение о наличии докембрия в Краснотенинском своде не доказано. Отметим, что гранитоиды данного домена существенно древнее (440–450 млн лет, U-Pb метод, SHRIMP II, наши данные), чем в приуральской части (280–290 млн лет). Субплатформенный режим установился в пределах казахстанид в конце позднего девона [6 и др.]. На западе домена в раннем карбоне располагался, по-видимому, достаточно узкий шельф, на котором происходило на-

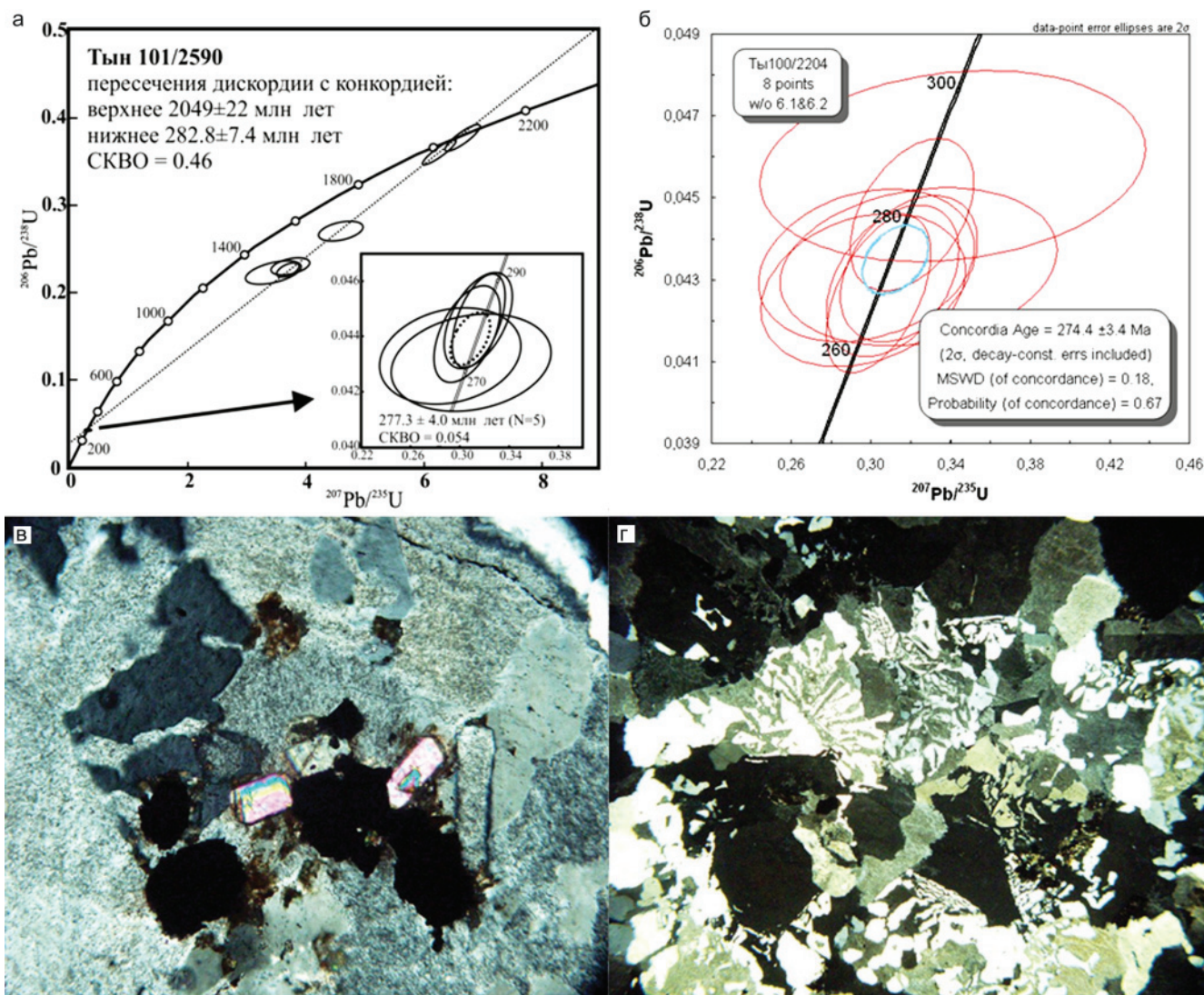


Рис. 6. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидов Тыньярской площади (пробы: а – Ты-101/2590, б – Ты-100/2204); цирконы в матрице гранита (в) и микропегматитовая структура гранита (г), фото шлифов с анализатором

копление терригенно-карбонатных осадков большой мощности [34 и др.]. Казахстаниды отделены от приуральской части Западно-Сибирской плиты Валериановской сутурой, которая хорошо проявлена в магнитных и электромагнитных полях и прослеживается на глубину не менее 20–30 км [36 и др.]. Чарская сутура располагается между казахстанидами и Сибирским доменом. Возраст ее офиолитов определен как рубеж визейского и серпуховского веков, ранний карбон [49]. Для этих и большинства других региональных разломов фундамента Западно-Сибирской плиты обосновывается их сдвиговая природа (причем амплитуда сдвигов – многие сотни километров), связанная по палеомагнитным данным с вращением Сибирского домена относительно Европейского по часовой стрелке [8, 16 и др.].

Приуральская часть Западно-Сибирской плиты (мегазона V на рис. 1) сложена формациями восточного, палеостроводужного сектора Урала [13, 21, 41, 44 и др.]. На основании комплексных геолого-геофизических исследований нами были со-

ставлены достаточно детальные (м-быв 1:200 000 и 1:500 000) геолого-структурные карты доюрского основания в Северо-Сосьвинском [9] и Шаимском [23] нефтегазоносных районах. В результате картирования крупных сегментов территории разработана новая схема структурно-формационных зон фундамента западной части Западно-Сибирской плиты и на этой основе генерализованная геологическая карта приуральской части доюрского основания Западно-Сибирской плиты [15].

Граница Урала и Западной Сибири не только пространственная, но и временная. Непосредственной границей Урала и Западно-Сибирской молодой платформы (т.е. западной границей плиты) является сброс в западном борту Северо-Сосьвинского грабена, протягивающегося в приполярной части региона на 350 км в субмеридиональном направлении вдоль открытого Урала [35]. Исследования магматических и метаморфических комплексов, а также вулканогенных (включая офиолитовые), терригенно-сланцевых, карбонатных и других толщ Урала и западной по-



ловины Западной Сибири показывают их несомненное сходство. В строении фундамента территории устанавливается много общего с открытым Уралом. По составу, возрасту и структурам многие геологические комплексы этих двух регионов аналогичны. Так же как и на Урале, в фундаменте Западной Сибири нами выявлены два этапа офиолитового магматизма – ордовикский и девонский (Sm-Nd датировки габброидов и базальтоидов, а также конодонты и радиолярии из прослоев яшм). Геохимические характеристики базитов позволяют предполагать, что они были сформированы в островодужных (вероятно, тыловодужных) условиях.

Наряду со сходством обнаруживаются и существенные различия между Уралом и фундаментом Западной Сибири. Так, в пределах открытого Урала при всем разнообразии наблюдаемых систем разрывных нарушений наиболее ярко выражены субмеридиональные левые сдвиги позднепалеозойского возраста. В Шаимском районе найдена неизвестная на Урале система крупных региональных правых сдвигов западно-северо-западного простирания, вызывающих эшелонированные смещения главных структур региона. Эта система сдвигов была сформирована в основном в раннем – среднем триасе (а отчасти и позднее), вероятно, в результате того самого субширотного растяжения региона и опускания его северных частей, которое сформировало сначала систему триасовых грабенов Западной Сибири, заполняемых вулканогенными и терригенно-вулканогенными толщами, а затем и весь Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн. Важное отличие – значительно более широкое развитие (по сравнению с Уралом) вулканогенных толщ триаса в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

Офиолиты и другие мафит-ультрамафитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа, достаточно широко распространены в фундаменте Западно-Сибирской плиты (особенно ее центральной и западной частей), обычно вдоль крупных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны разного типа. Офиолиты образуют чаще всего не единые разрезы, главным образом это фрагменты, тектонически скученные с другими толщами. Наиболее представительный палеозойский офиолитовый комплекс, сложенный меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами с прослоями яшм, описан между поселками Шаим и Супра, в пределах Шаимского нефтегазоносного района Приуральской мегазоны. Здесь в яшмах найдены позднеордовикские радиолярии и конодонты [20]. Это наиболее древний из пока установленных комплексов фундамента западной половины Западной Сибири (возможно, одновозрастными являются датированные по хитинозомам как ордовик – нижний силур, терригенно-черносланцевые отложения, формировав-

шиеся, вероятно, в обстановке континентального склона и подножия).

Завершает палеозойскую геодинамическую историю региона коллизия, сопровождавшаяся складчатостью, тектоническим скучиванием, внедрением гранитных plutонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего Западно-Сибирского мегабассейна, на основании ряда Rb-Sr изохрон и других наших данных в приуральской части плиты определяется как раннепермский. Относительно низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах ряда площадей ($I_{\text{Sr}} = 0,7046\text{--}0,7047$) Западной Сибири указывают, что субстратом для выплавления этих гранитоидов служили, по всей видимости, палеозойские комплексы со значительной долей мантийного, т. е. океанического и островодужного материала, тектонически скученные в ходе позднепалеозойской коллизии.

Исследования выполняются при поддержке интеграционного проекта СО – УрО РАН «Геологическое строение, тектоника, история формирования и перспективы нефтегазоносности палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления», а также грантов 13-5-005-НДР и 12-5-6-005-Арктика и РФФИ-Урал (№ 13-05-96032 p_урал_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Абсолютный** возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) [Текст] / А. Я. Медведев, А. И. Альмухамедов, М. К. Рейчов [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 617–620.
2. **Берлянд, Н. Г.** Глубинное строение литосферы Урала [Текст] / Н. Г. Берлянд. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2007. – 256 с.
3. **Бочкарев, В. С.** Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири [Текст] / В. С. Бочкарев, В. Г. Криночкин // Тектоника платформенных областей. – М. : Наука, 1988. – С. 80–104.
4. **Бочкарев, В. С.** Палеозой и триас Западной Сибири [Текст] / В. С. Бочкарев, А. М. Брехунцов, Н. П. Дещеня // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 120–143.
5. **Венд** и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография [Текст] / С. В. Сараев, А. В. Хоменко, Т. П. Батурина [и др.] // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2004. – № 1. – С. 7–18.
6. **Венд-палеозойская** эволюция Казахстана и северного Тянь-Шаня [Текст] / Г. Х. Ергалиев, И. Ф. Никитин, Л. М. Палец [и др.] // Геология Казахстана. – 1995. – № 5–6. – С. 11–22.
7. **Геодинамическая** модель доюрского основания – основа нефтегазогеологического районирования



рования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [Текст] / А. Г. Клец, В. А. Конторович, К. С. Иванов [и др.] // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Т. 1. – Ханты-Мансийск, 2007. – С. 79–90.

8. **Геодинамическая** эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные [Текст] / В. А. Верниковский, А. Ю. Казанский, Н. Ю. Матушкин [и др.] // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 4. – С. 502–519.

9. **Геологическое** строение и стратиграфия триасовых отложений Северо-Сосьвинского грабена [Текст] / Ю. Н. Федоров, К. С. Иванов, С. Г. Захаров [и др.] // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. – Ханты-Мансийск, 2003. – С. 114–123.

10. **Геология** нефти и газа Западной Сибири [Текст] / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов [и др.]. – М. : Недра, 1975. – 690 с.

11. **Глубинное** строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс) [Текст] / Гл. ред. А. Ф. Морозов. – Тверь : Герс, 2001. – 286 с.

12. **Иванов, К. С.** О возрасте гранитоидов и «древнего» фундамента на востоке Западно-Сибирской плиты (первые U-Pb-данные) [Текст] / К. С. Иванов, Ю. В. Ерохин // Докл. РАН. – 2011. – Т. 436, № 5. – С. 665–669.

13. **Иванов, К. С.** Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала [Текст] / К. С. Иванов. – Екатеринбург : УрО РАН, 1998. – 252 с.

14. **Иванов, К. С.** Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала) [Текст] / К. С. Иванов, В. Н. Смирнов, Ю. В. Ерохин. – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2000. – 133 с.

15. **История** геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна [Текст] / К. С. Иванов, В. А. Коротеев, М. Ф. Печеркин // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 4. – С. 484–501.

16. **Казанский, А. Ю.** Сдвиговые деформации в палеозойской и мезозойской истории формирования структуры Южной и Западной Сибири по палеомагнитным данным [Текст] / А. Ю. Казанский, Д. В. Метелкин // Матер. Всерос. науч. конф. «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». – Тюмень : СибНАЦ, 2008. – С. 98–101.

17. **Консолидированные** блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты [Текст] / В. С. Сурков, Л. В. Смирнов // Матер. Всерос. науч. конф. «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция

и проблемы нефтегазоносности». – Тюмень : СибНАЦ, 2008. – С. 207–210.

18. **Конторович, В. А.** Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири [Текст] / В. А. Конторович // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 5. – С. 538–547.

19. **Мизенс, Г. А.** Верхнепалеозойский флиш Западного Урала [Текст] / Г. А. Мизенс. – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 1997. – 229 с.

20. **О возрасте** и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна [Текст] / К. С. Иванов, Ю. Н. Федоров, Э. О. Амон [и др.] // Докл. РАН. – 2007. – Т. 413, № 4. – С. 535–540.

21. **О плотности** пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы [Текст] / Е. М. Ананьева, Н. Н. Винничук, К. С. Иванов [и др.]. – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2008. – 114 с.

22. **Основные** черты современной структуры и история формирования докембрийско-палеозойского Западно-Сибирского осадочного бассейна [Текст] / Е. А. Елкин, Н. В. Сенников, Н. К. Бахарев [и др.] // Матер. Всерос. науч. конф. «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». – Тюмень : СибНАЦ, 2008. – С. 75–80.

23. **Основные** черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района [Текст] / К. С. Иванов, В. В. Кормильцев, Ю. Н. Федоров [и др.] // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. – Ханты-Мансийск, 2003. – С. 102–113.

24. **Очерки** по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал [Текст] / Ред. С. В. Руженцев, К. Е. Дегтярев. – М. : Наука, 2005. – 249 с. – (Тр. ГИН, вып. 561).

25. **Попов, В. С.** Доордовикский SM-ND изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные [Текст] / В. С. Попов, А. А. Кременецкий, Б. В. Беляцкий // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов : Матер. междунар. науч. конф. «III Чтения памяти С. Н. Иванова». – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 100–103.

26. **Предъенисейская** нефтегазоносная субпровинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири [Текст] / А. Э. Конторович, В. А. Конторович, Ю. Ф. Филиппов [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : Матер. совещ. – Иркутск : Ин-т географии СО РАН, 2003. – С. 123–127.

27. **Предъенисейская** нефтегазоносная субпровинция: осадочные комплексы, тектоника, перспективы нефтегазоносности [Текст] / А. Э. Конторович, А. И. Варламов, А. С. Ефимов [и др.] // Матер. Всерос. научной конф. «Фундамент, струк-



туры обрамления Западно-Сибирского осадочно-го бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». — Тюмень : СибНАЦ, 2008. — С. 110–117.

28. **Пучков, В. Н.** Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклиналей [Текст] / В. Н. Пучков. — М. : Наука, 1979. — 146 с.

29. **Пучков, В. Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) [Текст] / В. Н. Пучков. — Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.

30. **Пучков, В. Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала [Текст] / В. Н. Пучков. — Уфа : Даурия, 2000. — 145 с.

31. **Расулов, А. Т.** Тектоника раннемезозойских грабенов восточного склона Урала [Текст] / А. Т. Расулов. — Свердловск : ИГГ УНЦ, 1982. — 43 с.

32. **Роль** сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей [Текст] / М. М. Буслов, Т. Ватанабе, Л. В. Смирнова [и др.] // Геология и геофизика. — 2003. — Т. 44, № 1–2. — С. 49–75.

33. **Савельева, Г. Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре [Текст] / Г. Н. Савельева. — М. : Наука, 1987. — 245 с.

34. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири [Текст] / Е. А. Елкин, В. И. Краснов, Н. К. Бахарев [и др.]. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. — 163 с.

35. **Строение** зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Текст] / К. С. Иванов, В. А. Коротеев, Ю. Н. Федоров [и др.] // Литосфера. — 2004. — № 2. — С. 108–124.

36. **Строение** тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным [Текст] / А. Г. Дьяконова, К. С. Иванов, О. В. Сурина [и др.] // Докл. РАН. — 2008. — Т. 423, № 5. — С. 685–688.

37. **Структура** и динамика литосферы Восточной Европы Вып. 2. Результаты исследований «Европроба» [Текст] / Под ред. А. Ф. Морозова. — М. : Геокарт ; Геос, 2006.

38. **Структурно-вещественная** эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа [Текст] / Ю. А. Волченко, К. С. Иванов, В. А. Коротеев, Т. Оже // Литосфера. — 2007. — № 3. — С. 3–31 ; № 4. — С. 73–101.

39. **Сурков, В. С.** Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской

плиты [Текст] / В. С. Сурков, А. А. Трофимук. — М. : Недра, 1986. — 149 с.

40. **Тектоническая** карта Урала масштаба 1:1 000 000 (и объяснительная записка к ней) [Карты] [Текст] / А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечухин [и др.]. — М. : ГУГК, 1977.

41. **Тектоническая** карта Урала масштаба 1:1 000 000 [Карты] / А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев [и др.]. — М. : ГУГК, 1976.

42. **Тектоническая** карта Урала масштаба 1:1 000 000 (объяснительная записка) [Текст] / И. Д. Соболев, С. В. Автонеен, Р. П. Белковская [и др.]. — Свердловск, 1986. — 168 с.

43. **Тектономагматические** события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования цирконов из хромитов [Текст] / Г. Н. Савельева, М. А. Шишкин, А. Н. Ларионов [и др.] // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. — Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2006. — С. 160–164.

44. **Уралиды** в структуре фундамента Западной Сибири [Текст] / К. С. Иванов, Ю. Н. Федоров, В. А. Коротеев, В. В. Кормильцев // Горные ведомости. — 2006. — № 8 (27). — С. 16–29.

45. **Формирование** земной коры Урала [Текст] / С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов [и др.]. — М. : Наука, 1986. — 246 с.

46. **Язева, Р. Г.** Геология и геодинамика Южного Урала [Текст] / Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев. — Екатеринбург : УрО РАН, 1998. — 203 с.

47. **Complex** Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals Iherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics [Text] / S. G. Tessalina, B. Bourdon, A. Gannoun [et al.] // Chem. Geol. — 2007. — Vol. 240, N 1–2. — P. 61–84.

48. **Crustal** structure of the Middle Urals based on reflection seismic data [Text] / S. Kashubin, C. Juhlin, M. Friberg [et al.] // European Lithosphere Dynamics. — London : Geological Society, Memoirs, 2006. — N 32. — P. 427–442.

49. **Iwata, K.** Devonian and Lower Carboniferous radiolarians from the Chara Ophiolite Belt, East Kazakhstan [Text] / K. Iwata, O. T. Obut, M. M. Buslov // News of Osaka Micropaleontologists. — 1977. — Spec. vol. 10. — P. 27–32.

50. **Preserved** collisional crustal architecture of the Southern Urals – Vibroseis CMP-profiling [Text] / H. P. Echtler, M. Stiller, F. Steinhoff [et al.] // Science. — 1996. — N 274. — P. 224–226.

51. **The timing** and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis M. K. Reichow, M. S. Pringle, A. I. Al'Mukhamedov [et al.] // Earth and Planetary Sci. Letters. — 2009. — Vol. 277, Iss. 1–2. — P. 9–20.