

Основные черты геологического строения и тектоническая позиция Норско-Сухотинского прогиба (Дальний Восток)

Норско-Сухотинский прогиб, известный в литературе так же, как Селемджинская складчатая система, Нора-Сухотинский террейн – структурный элемент чехла Буреинского массива, наложенный на Октябрьский (Мамынский) и Туранский блоки. Это северо-восточное звено Дасинанлин-Селемджинской складчатой системы, «выплеснутое» на континентальную кору массива. Прогиб представлен разрозненными небольшими останцами кровли гранитоидных plutонов и ксенолитами в их составе, на юге – небольшими фрагментами фундамента Амуро-Зейской плиты. В строении прогиба участвуют стратифицированные морские (неглубокого моря), прибрежно-морские, лагунные и континентальные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования от среднего рифея (?) до нижнего триаса, интрузивные образования ордовика (возможно, и позднего кембрия) и среднего – позднего карбона (кивилыйский, октябрьский и тырмо-буреинский комплексы). Складчатость простая, платформенного типа, усложненная в зонах разломов.

Ключевые слова: Буреинский массив, осадочный чехол, Норско-Сухотинский прогиб, стратиграфия, магматизм, тектоника, тектоно-стратиграфические системы.

V. YU. ZABRODIN (ITiG FEB RAS)

Main geological features and tectonic position of the Norsko-Sukhotinsky Trough (the Far East)

The Norsko-Sukhotinsky Trough, also known as the Selemdzhinsky Fold System or the Nora-Sukhotinsky Terrane, is a structural element of the Bureya Massif sedimentary cover superimposed on the Oktyabrsky (Mamynsky) and Turansky blocks. It is a northeast segment of the Dasinanling-Selemdzhinsky Fold System, which is outcropped on the continental crust of the massif. The trough occurs as small discrete roof pendants of granitoid plutons with xenoliths in them, and as small basement fragments of the Amur-Zeya Plate in the south. The trough is composed of Middle Riphean (?) through Lower Triassic stratified shallow marine, coastal, lagoonal, and continental terrigenous, carbonate and volcanic deposits, as well as intrusive rocks dated as Ordovician (and, possibly, Late Cambrian) and Mid – Late Carboniferous (Kiviliysky, Oktyabrsky, and Tyrma-Bureinsky complexes). The platform-type folding consists of simple folds replaced by multiple folds in fault zones.

Keywords: Bureya Massif, sedimentary cover, Norsko-Sukhotinsky Trough, stratigraphy, magmatism, tectonics, tectonostratigraphic systems.

Как цитировать эту статью: Забродин В. Ю. Основные черты геологического строения и тектоническая позиция Норско-Сухотинского прогиба (Дальний Восток) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 78. – С. 58–69.

Введение. Норско-Сухотинский прогиб локализован в бассейнах нижних течений рек Зея, Селемджа, Нора и в междуречье Амур – Зея выше Благовещенска (рис. 1). Он имеет грубопрямоугольную форму и несколько вытянут в северо-восточном направлении примерно на 330 км от р. Амур до верховьев р. Орловка при ширине до 300 км. Этот прогиб как структурный элемент чехла Буреинского массива был описан еще в процессе государственной геологической съемки м-ба 1 : 200 000 первого поколения коллективами под руководством А. Ф. Васькина, В. Ф. Зубкова, А. А. Майборода, Ю. Ф. Сидорова,

А. П. Сорокина, В. В. Шиханова и др. Таких же представлений о положении прогиба дальневосточные геологи в большинстве своем придерживаются и в настоящее время, что отражено в схемах структурного районирования территории Дальнего Востока [15], на которых основываются современные Государственные геологические карты РФ м-бов 1 : 200 000 (2-е поколение) и 1 : 1 000 000 (3-е издание) [9, 13, 14, 16]. Существуют и другие представления о структурной позиции Норско-Сухотинского прогиба. Л. И. Красный считал его складчатой (геосинклинально-складчатой) системой,

являющейся северо-восточным звеном Дасинаньлин-Селемджинской складчатой системы [1, 3] (рис. 2). Геологи, рассматривающие геодинамику крупных регионов Востока Азии, включали его в состав Южномонгольско-Хинганского (или просто Южномонгольского) орогенного пояса (без специального выделения), либо в состав Амурского супертеррейна под названием Нора-Сухотинский террейн [2, с. 127; 12]. К сожалению, более или менее существенные геологосъемочные работы м-ба 1 : 50 000 в пределах прогиба не проводились, не затронута эта территория и современными работами по геологическому доизучению площадей м-ба 1 : 200 000. Сколько-нибудь подробное сводное описание геологического строения прогиба отсутствует (приведенные в работах [1; 2, с. 127; 10] сведения неполны и устарели, в других работах как минимум неточны). Между тем положению Норско-Сухотинского прогиба (в ранге звена Дасинаньлин-Селемджинской складчатой системы) рядом российских и китайских геологов придается важное структурное значение – как части границы между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским подвижными поясами [3]. Поэтому мне представляется важным дать сводное описание прогиба, основанное на современных картографических материалах.

Стратиграфия¹. Представления о стратиграфии рассматриваемой территории менялись вплоть до конца прошлого столетия. Наиболее современные данные приведены в материалах листов Госгеолкарты РФ м-ба 1 : 1 000 000 3-го издания (листы N-52, M-52 [13, 16]), которые и использованы ниже, как правило, без специальных ссылок. Необходимо учитывать, что выходы рассматриваемых образований в большинстве случаев представлены разрозненными небольшими блоками – останцами кровли интрузивных массивов фанерозоя и крупными ксенолитами в них, отдельными выходами блоков фундамента из-под чехла Амуро-Зейской плиты; стратиграфические отношения установлены только для среднепалеозойских стратонов, которые в основном охарактеризованы органическими остатками. В связи с небольшими размерами выходов и, соответственно, сложностью с расшифровкой

¹ В статье, как и в материалах листов Госгеолкарты РФ, используется, в соответствии с требованиями Межведомственного стратиграфического комитета РФ и Главной редколлегии по геологическому картированию территории России, Общая стратиграфическая шкала территории России [5]. В этой работе А. И. Жамойда отмечает:

«Общая стратиграфическая шкала, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом России, обязательна для использования в Российской Федерации.

Примечание 1. Общая стратиграфическая шкала может отличаться в отдельных интервалах от Международной стратиграфической шкалы, принятой Международной комиссией по стратиграфии» [5, с. 5].

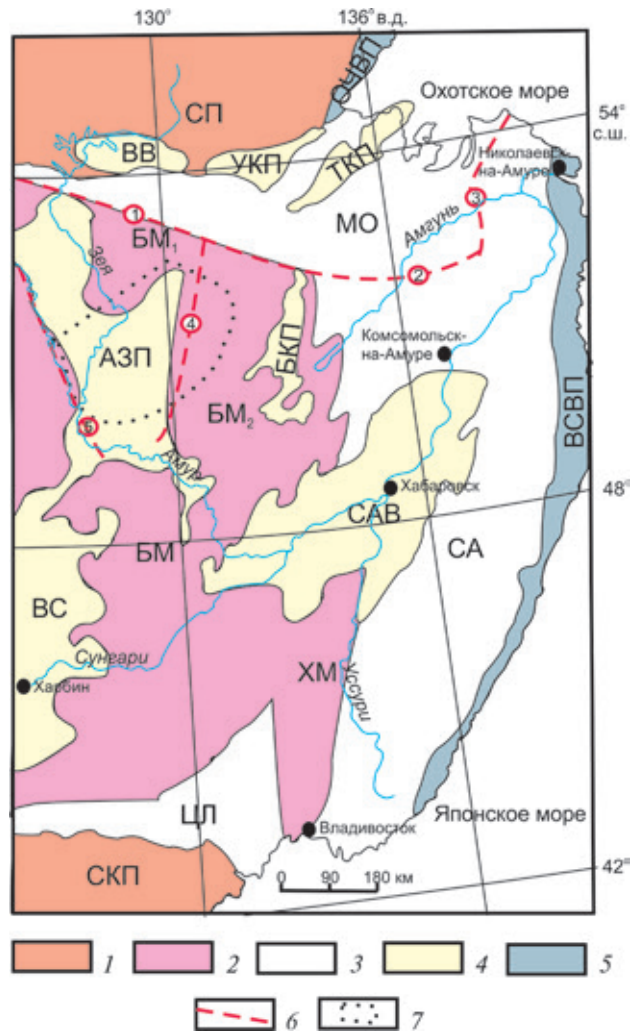


Рис. 1. Положение Норско-Сухотинского прогиба в общей структуре Восточной Азии по [6], с изм.

1 – древние платформы (СП – Сибирская, СКП – Северо-Китайская); 2 – массивы: БМ – Буреинский (БМ₁ – Октябрьский (Мамынский), БМ₂ – Туранский блоки); 3 – складчатые системы (М – Монголо-Охотская, СА – Сихотэ-Алинская, ЦЛ – Цилин-Лаоелинская); 4 – впадины и прогибы (ВВ – Верхнезейская впадина, УКП – Удский краевой прогиб, ТКП – Торомский краевой прогиб, АЗП – Амуро-Зейская плита, БКП – Буреинский краевой прогиб, ВС – впадина Сунляо, САВ – Среднеамурская впадина); 5 – вулканические пояса (ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСВП – Восточно-Сихотэ-Алинский); 6 – некоторые крупнейшие разломы: 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Лимурчанский, 4 – Туранский, 5 – Амурский (Среднеамурский); 7 – рассматриваемая территория

складчатости, приводимые в работах мощности большинства стратонов представляются завышенными. Строение прогиба иллюстрирует рис. 3, на котором без заметных искажений показаны все выходы отложений прогиба.

Рифей. Наиболее древние образования условно датируются средним и поздним рифеем; они объединены в армейскую и туранскую серии. Первая, обнажающаяся в бассейнах рек Селемджа и Орловка, подразделяется на неклинскую и дагмарскую толщи. Разрезы

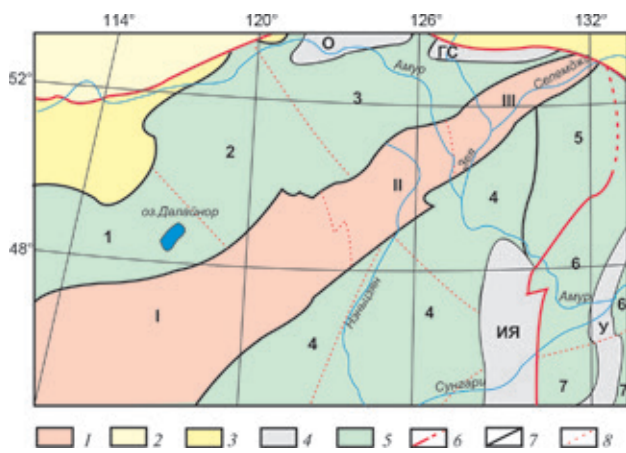


Рис. 2. Докембрийский фундамент, его фрагменты (композитные массивы) и позднепротерозойские – фанерозойские складчатые системы Приамурья по [3, рис. 2], с небольшими изм.

1 – Дасинаньлин-Селемджинская складчатая система, звенья: I – Внутренне-Монгольское, II – Хэйлуцзянское, III – Селемджинское (Норско-Сухотинский прогиб); 2 – Становой мегаблок Алдано-Станового щита; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – окраинные прогибы: О – Ольдойский, ГС – Гагско-Сагайский, ИЯ – Ичунь-Яншоу, У – Урмийский; 5 – Керулено-Аргуно-Мамынский, Суннэнь-Туранский, Буреино-Цзямусы-Ханкайский композитные массивы, блоки: 1 – Керуленский, 2 – Аргунский, 3 – Хумахэ-Гонжинско-Мамынский, 4 – Суннэнь, 5 – Туранский, 6 – Хэгано-Чегдомынский, 7 – Ханкайский; 6–8 – границы: 6 – подвижных поясов и платформ, 7 – щитов, мегаблоков, плит, массивов, складчатых систем, 8 – блоков, звеньев, мегазон

этих толщ во многом близки, и разделяются они условно. Возраст армийской серии принят условно – известно лишь, что отложения ее прорываются гранитоидами ордовикского орловкинского комплекса и перекрываются меловыми вулканитами [9].

Нёклинская толща ($R_{2-3}^{?nk}$) распространена в бассейнах Зеи, Селемджи и Норы. Подстилающие ее отложения не известны. В разрезе по р. Селемджа подразделяется на три пачки, в других выходах не расчленяется. Для сланцев толщи характерны бластопсаммитовые структуры и известковистость. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Мощность отложений достигает 2000 м.

Дагмарская толща ($R_3^{?dg}$) согласно перекрывает нёклинскую, породы ее также метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. В басс. р. Джелтулак-1 они ороговикованы гранитоидами ордовикского октябрьского комплекса с образованием силлиманитовых, андалузитовых и кордиеритовых роговиков. Известняки часто скарнированы. Верхняя граница толщи не определена. Мощность ее оценивается в 3250 м.

Туранская серия (R_{3tr}) выделена в пределах Туранского блока Буреинского массива и всегда считалась принадлежностью именно этого блока [9]. Однако, по данным [13],

ряд выходов серии (вместе с выделенными из ее состава отложениями девона) попадают в пределы Норско-Сухотинского прогиба (басс. р. Кера и др.). Разделена на две толщи – преимущественно вулканогенную нижнюю и существенно терригенную верхнюю. Мощность толщ, соответственно, 2200–2400 м. Все породы в различной мере расланцованы и метаморфизованы вплоть до образования сланцев, природа которых устанавливается лишь по реликтам первичных структур, а состав – характеру наложенных изменений. Нижняя и верхняя границы серии не определены, возраст ее принят условно. Ю. П. Змиевский (1982 г.) приводит сведения, что в конгломератах нижнекембрийской чергиленской свиты (восточнее границы Норско-Сухотинского прогиба) встречается галька метариолитов и метабазальтов, похожих на соответствующие породы туранской серии [9].

Венд. Сухарниковская свита ($V^{?sh}$) слагает небольшие выходы в бассейне левого притока р. Зея – руч. Чагоян. Мощность свиты 1350 м. Возрастное положение ее условно, органических остатков в породах не обнаружено. Нижняя граница свиты не определена; свита согласно перекрывается алевролитами и мраморизованными известняками чагоянской свиты.

Чагоянская свита ($V^{?cg}$). Выделена в басс. р. Зея. Мощность свиты 1800 м. Условно вендский возраст ее принят на IV ДВ МРСС по формационному сходству с отложениями венда других регионов Дальнего Востока [14]. Верхняя граница отложений не определена.

Кембрий. Косматинская толща (E_1ks) слагает небольшие выходы в бассейнах рек Косматая и Сохатиная и на левобережье р. Амур ниже с. Ушаково. Общая мощность толщи 130–300 м. Раннекембрийский возраст отложений основывается на находках остатков археоциат и водорослей атдабанского возраста. На правобережье руч. Микиткин кембрийские алевролиты, сланцы и мергели с угловым несогласием перекрываются песчаниками силура и содержатся в них в виде включений. Здесь же известняки прорываются и метаморфизуются долеритами с радиологическим возрастом 403 млн лет¹. Косматинская толща – единственный стратон, который выделяется и на левом берегу р. Амур, и в области распространения среднепалеозойских образований в междуречье Нора – Орловка.

Ордовик. Октябрьская толща ($O_1^{?ok}$) выделена в бассейнах рек Бол. Джелтулак, Орловка, Сохатиная, Косматая и в Альдикон-Быссинском междуречье. Впервые

¹ Эти данные приводятся Н. Н. Петрук с соавторами [13] со ссылкой на материалы листа N-52. Однако в Объяснительной записке к этому листу [16] такие сведения отсутствуют.

вулканиты андезит-дацитово́й формации здесь были выявлены Ю. П. Змиевским в 1977 г. В составе толщи преобладают породы нормального ряда, иногда до субщелочных. Характерны переменные соотношения натрия и калия. Вулканиты прорваны ордовикскими гранитами октябрьского комплекса и присутствуют в них в виде ксенолитов. Мощность толщи 500–600 м. Она с размывом перекрыта силурийскими отложениями мамынской свиты. Радиологический возраст дацитов (К-Аг метод), по данным В. А. Рыбалко и др. (1984 г.), составляет 492 млн лет.

Авторы монографии [11] указывают, ссылаясь на статью [17], что в северной части Норско-Сухотинского прогиба выявлены (в образованиях, считавшихся позднепротерозойскими) ордовикские габброамфиболиты ($455 \pm 1,5$ млн лет) и поэтому ордовикскими также могут оказаться базальты, располагающиеся поблизости от этих интрузивов. Эта ссылка не представляется корректной: не очень понятно, из каких именно геологических образований отбирались пробы – авторы ее пишут: «Типичным примером может служить Сюкдулкинский блок в северо-западной части Буреинского террейна, вытянутый с юго-запада на северо-восток на 50 км при ширине до 15 км. Он сложен условно верхнепротерозойскими метатерригенными породами, метабазами, с которыми тесно пространственно ассоциируются небольшие по размеру (до 5–10 км²) тела метагабброидов» [17, с. 55]. Привязка в статье дана столь неоднозначно, что по материалам работы сложно понять, какие именно геологические тела опробовались – на современных картах [13, 16] единственные верхнепротерозойские образования в данном месте – туранская серия, в составе которой нет габброамфиболитов. Учтем, что авторы [17] ведут речь о Буреинском террейне (синоним – Туранский), а не Норско-Сухотинском прогибе. Конечно, это не исключает того, что из состава туранской серии не будут вычленены ордовикские отложения (как это имело место с девонскими, см. ниже).

Силур. *Мамынская свита* ($S_{1-2}mm$) распространена в междуречье Гарь – Нора и в бассейнах рек Зeya и Альдикон. Общая мощность свиты достигает 2700 м. Она залегает с размывом на ордовикских (?) отложениях октябрьской толщи и гранитоидах октябрьского комплекса. Ранне-позднесилурийский возраст мамынской свиты определяется по многочисленным находкам фауны, характерной для верхов лландовери и пржидола.

Широкопадинская свита (S_2sr) выделена в междуречье Малая Каменушка – Гуран (левый берег р. Амур). Породы свиты зонально метаморфизованы до зеленосланцевой

фа́ции. Мощность отложений до 1050 м. Песчаники содержат фауну, характерную для верхнесилурийских отложений. Свиту согласно перекрывают нижнедевонские образования, нижняя граница ее не установлена. Не исключено, что вулканиты нижней части свиты могут оказаться более древними (ордовикскими?).

Девон. *Больша́каменушкинская свита* (D_1bl) выделена в междуречье Мал. Каменушка – Гуран (левобережье р. Амур). Линзы мраморизованных известняков содержат фаунистические остатки, характерные для раннего девона (лохков – низы эмса). Породы свиты зонально метаморфизованы вплоть до условий зеленосланцевой фа́ции. Мощность отложений 1900 м. Свита согласно залегает на позднесилурийских метавулканитах широкопадинской свиты. **Толща песчаников** (D_{1p}) – в [9] толща названа инканской – отмечена в верховьях рек Янсая и Альдикон, междуречьях Исикан – Тан-Ксы, Сохатиный – Предгорный, в районе горы Сюкдулки и по р. Ульма. Породы ее неравномерно метаморфизованы – от низких ступеней зеленосланцевой до эпидотамфиболитовой фа́ции. Мощность толщи до 2400 м. Ранее эти отложения относились к верхней толще туранской серии, однако в верховьях р. Альдикон в метапесчаниках были обнаружены органические остатки рода *Isorthis*, широко распространенные в силуре – среднем девоне (эйфеле). Не исключено, что литологически сходные образования, относящиеся ныне к туранской серии, при дальнейших исследованиях окажутся аналогами этой толщи.

А. Н. Сержниковым с соавторами [16] отложения, продолжающие по простиранию вышеописанные, отнесены к нижне-среднедевонской сланцево-песчаниковой толще, в составе которой присутствуют также известняки. Мощность отложений здесь составляет 350 м. Расхождения в датировании одних и тех же отложений на основании одних и тех же находок органических остатков, как и разное наименование частей единого стратона, привело к неувязке листов N-52 и M-52 по рамке, не объясненное их авторами.

Полночкинская толща (D_{1-2pl}) распространена в междуречье Бол. Джелтулак – Джелтулак-2 и в басс. р. Инкан, где залегает на размытой поверхности гранитоидов октябрьского комплекса. Мощность толщи 200 м. Эмс-эйфельский возраст ее устанавливается по находкам фаунистических остатков. **К алевролитопесчаниковой толще** (D_{1-2ar}) условно отнесены терригенные и вулканогенные образования, которые слагают небольшие по площади выходы в басс. р. Зeya. Соотношения толщи с ниже- и вышележащими образованиями не установлены. Мощность ее

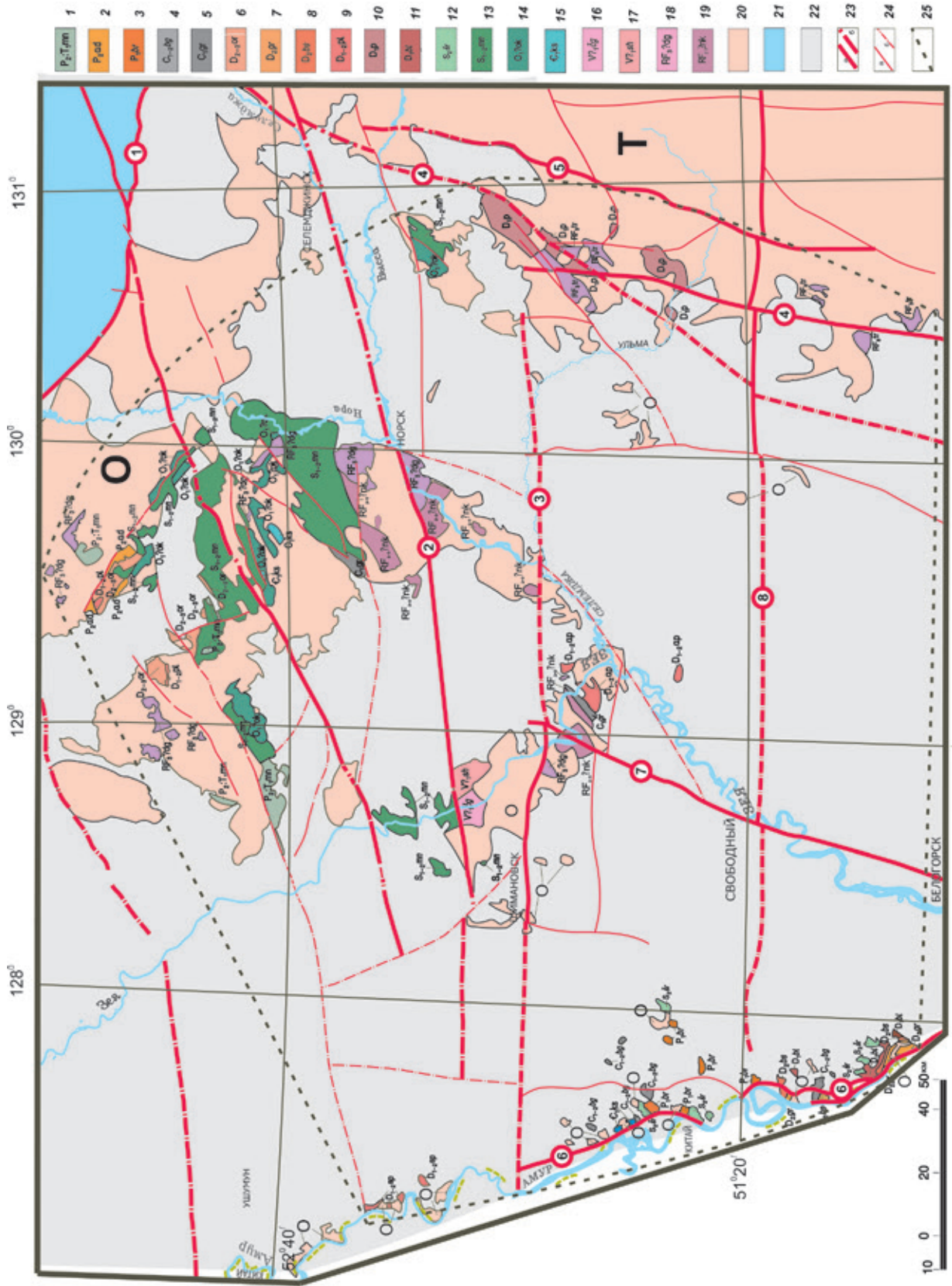


Рис. 3. Норско-Сухобузский прогиб в структуре Бурейнского массива по [13, 15, 16]

1 — верхняя пермь или нижний триас, мангская толща — трахиандезиты, андезиты, базальты, андезибазальты, трахидациты, трахириодациты, риолиты, их туфы, туфолавы; 2 — верхняя пермь, адамихинская толща — алевролиты, песчаники, аргиллиты, углистые конгломераты, гравелиты; 3 — нижняя пермь, приуральский подогдел, берейнская свита — песчаники, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы, известняки, туфы основного и среднего составов; 4 — нижний — средний карбон, серпуховский — башкирский ярусы, богданхинская свита — песчаники, аргиллиты, базальты, глинистые сланцы, туфогравелиты, мраморизованные известняки, гравелиты, конгломераты; 5 — нижний карбон, граматыхинская толща — песчаники, филлитизированные алевролиты, филлиты, метаморфизованные вулканиды среднего состава, известняки, туфоконогломераты; 6 — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, орловкинская толща — песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, известняки, туфогравелиты, туффиты, туфы дацитов; 7 — средний девон, живетский ярус, гуранская свита — песчаники, серицитовые, глинистые и углисто-глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, долериты; 8 — средний девон, эйфельский ярус, бусеевская свита — серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки; 9 — нижний — средний девон, эмсский — эйфельский ярусы, полуночкинская толща — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, гравелиты. Сланцево-песчаниковая толща (sp) — песчаники, алевролиты, кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы, известняки. Алевролит-песчаниковая толща (ар) — песчаники, алевролиты, зеленокаменно измененные базальты, туфы основного и среднего составов, зеленые сланцы, конгломераты, филлиты, туффиты, известняки; 10 — нижний девон, толща песчаников — песчаники, алевролиты, слюдиисто-кварцевые и зеленые сланцы, кварциты; 11 — нижний девон, лоховский — эмсский ярусы, большекаменушкинская свита — зеленые кварц-серицитовые и серицитовые сланцы, зеленокаменно измененные туфы основного и среднего

составов, песчаники, алевролиты, линзы конгломератов, гравелитов, мраморизованных известняков; 12 — верхний силур, широкопалдинская свита — зеленые сланцы, песчаники, конгломераты; 13 — нижний — верхний силур, мамынская свита — песчаники, туфопесчаники, алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, дресвяники, брекчи, туффиты, туфы дацитов и трахириодацитов, риодациты, базальты; 14 — нижний ордовик (?), октябрьская толща — дациты, дациандезиты, риодациты, риолиты, андезиты, их туфы и лавобрекчи; 15 — нижний кембрий, атдабанский ярус, косматинская толща — известняки, алевролиты (в том числе известково-слюдяные), глинистые сланцы, мергели, доломиты, известково-слюдяные сланцы; 16 — венд (?), чаганская свита — мраморизованные доломитизированные известняки, известковистые алевролиты, доломиты, кремни; 17 — венд (?), сухарниковская свита — полипетрокластические аркозовые песчаники; 18 — верхний рифей (?), дагмарская толща — метапесчаники, серицит-кварцевые и актинолит-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки. Туранская серия (tr) — метапесчаники, металевролиты, метариолиты, метадациты, их туфы и игнимбриты, туфоконогломераты, туфогравелиты, туфопесчаники; 19 — средний — верхний рифей (?), нёглинская толща — биотит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы, метапесчаники, часто известковистые; 20 — Буреинский массив. О — Октябрьский (Мамынский), Т — Туранский блоки; 21 — Монголо-Охотская складчатая система; 22 — мезозойские и кайнозойские осадочные и магматические образования Амуро-Зейской плиты, Дельского наложенного прогиба, Огоджинского вулканического прогиба; 23 — разломы главные (а) и достоярные (б), скрытые под более молодыми образованиями, в том числе: 1 — Южно-Тукурингский, 2 — Селемджинский, 3 — Шимановский, 4 — Западно-Туранский, 5 — Туранский, 6 — Амурский, 7 — Зейский, 8 — Свободненский; 24 — прочие разломы достоярные (а) и скрытые (б) под более молодыми образованиями; 25 — примерное положение границы Норско-Сухопинского прогиба

1100–1300 м. Возраст принят условно на основании сходства состава и характера вторичных изменений ее пород с подобными фаунистически охарактеризованными отложениями раннего и среднего девона, типичными для смежных регионов. По мнению Н. Н. Петрук [13], не исключено, что при дальнейших исследованиях эти образования распадутся на несколько стратонов. **Сланцево-песчаниковая толща** (D_{1–2}sp) выделена в небольших выходах на левобережье Амура. Мощность толщи 350 м. Соотношения отложений с нижележащими образованиями не установлены. Ранне-среднедевонский возраст толщи принят условно на основании сходства состава ее пород с фаунистически охарактеризованными отложениями раннего и среднего девона смежных регионов.

Бусеевская свита (D₂bs) распространена на левобережье р. Амур в междуречье Бусеевская — Гуран, где согласно залегает на большекаменушкинской свите. Мощность отложений 210–250 м. Мраморизованные известняки, слагающие самые верхние слои свиты, содержат фауну, характерную для нижней части эйфельского яруса.

Туранская свита (D₂gr) выделена на левобережье р. Амур, в междуречьях Джебкоши — Мал. Каменушка, Пакулиха — Бусеевская. Согласно залегает на бусеевской свите. Отложения зонально метаморфизованы вплоть до условий зеленосланцевой фации. Мощность свиты 2000 м. В песчаниках и сланцах собрана многочисленная фауна, характерная для живетских отложений. В углисто-глинистых сланцах обнаружены растительные остатки живетского возраста.

Орловкинская толща (D_{2–3}or) распространена в междуречье Джелтулак — Юточка и в бассейнах рек Адамиха и Полуночка, где согласно залегает на полуночкинской толще. Мощность толщи 1500 м. В нижней части разреза обнаружены остатки брахиопод и криноидей живетского яруса, присутствуют также гастроподы, ругозы, мшанки. Верхняя часть также условно считается живетской, хотя не исключается и франский ее возраст. Верхняя граница толщи не установлена.

Карбон. Граматыхинская свита (C₁gr) распространена по р. Зея между устьями руч. Епиха и р. Граматыха, в устье р. Быки. Породы ее рассланцованы, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Мощность толщи до 1500 м. В породах собраны органические остатки и спорово-пыльцевые комплексы, характерные для нижнего карбона.

Богданихинская свита ($C_{1-2}bg$) объединяет отложения, ранее выделявшиеся Ю. Ф. Сидоровым в бассейнах рек Богданиха, Мостовка как нижнекаменноугольная типаринская (?) свита, а также образования, распространенные в бассейнах рек Берея, Кутукан и на левобережье р. Каменушка, которые из-за отсутствия органических остатков параллелизовались со средне-верхнедевонскими отложениями ольдойской свиты. Эти отложения распространены на левобережье р. Амур, в междуречье Мал. Каменушка – Пакулиха, в бассейнах рек Берея, Каменушка, Кутухан. Свита почти полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Соотношения ее с более древними стратонами района не установлены, а мощность – 400–1100 м. В аргиллитах по р. Богданиха обнаружены органические остатки, характерные для серпуховского – башкирского ярусов.

Пермь. Берейнская свита (P_1br) распространена по левобережью р. Амур в бассейнах рек Берея, Белая, Громотуха, где залегают с размывом на силурийских или девонских отложениях. Для нее характерна сильная фациальная изменчивость по простиранию. Большая часть отложений скрыта под чехлом неоген-четвертичных осадков. Мощность свиты 900–1000 м. Возраст определен на основании находок растительных остатков, характерных для приуральского подотдела нижней перми.

Адамихинская толща (P_2ad) слагает мелкие тектонические блоки в басс. р. Адамиха и на водоразделе рек Адамиха – Прав. Орловка, где с размывом залегают на отложениях мамынской свиты; контакты ее с каменноугольными образованиями дизъюнктивные. Мощность толщи 900–1000 м. В нижней части разреза толщи алевролиты содержат позднепермскую флору.

Верхняя пермь или нижний триас. Манегрская толща (P_2-T_1mn) слагает два вулканических поля в бассейнах рек Гарь, Прав. Орловка и Косматая. Для основных и средних разностей вулканитов толщи обычна повышенная щелочность, для кислых пород характерно преобладание K_2O над Na_2O . Максимальная мощность толщи в Манегрском поле составляет 700 м. Толща с угловым несогласием залегают на адамихинской толще поздней перми. В Орловкинском поле вулканиты прорваны раннемеловыми гранитоидами. Радиологические датировки (К-Аг метод) вулканитов Манегрского поля – 146–234 млн лет. Донорийский возраст толщи определяется по обилию обломков риолитов в обломочной фракции поздне триасовых пород. Возраст толщи, в соответствии с легендой Зейской серии листов Госгеолкарты-200 (Ю. В. Кошков и др., 1998), принимается как поздняя пермь или ранний триас [16].

Интрузивный магматизм. Ниже рассматриваются только палеозойские интрузивные образования, тела которых, широко представленные в пределах Буреинского массива, вмещают стратифицированные образования Норско-Сухотинского прогиба. В контуры прогиба попадают только тела отдельных фаз комплексов, поэтому на карте (рис. 3) они не выделены.

Кивилейский комплекс (вторая фаза γOk_2) – граниты, граносиениты, сиениты, умереннощелочные граниты, лейкограниты, диориты. Массивы фазы в структурном плане конформны телам докембрийских метаморфических пород. Большинство их имеет северо-восточную ориентировку, сложную конфигурацию и грубозональное строение. Наиболее распространены крупнозернистые до гигантозернистых, реже среднезернистые порфиристо-бластические биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и умереннощелочные массивной или гнейсовидной, гнейсовиднополосчатой текстуры с переменным количеством крупных порфириобластов микроклин-пертита. Граносиениты, лейкограниты, сиениты и диориты развиты ограниченно. Переходы между фациальными разновидностями постепенные. По данным Н. Н. Петрука с соавторами [13], возраст комплекса принят ордовикским на основании традиционного сопоставления его с биробиджанским комплексом и аналогичными образованиями, распространенными на прилегающей территории КНР, и подтвержден многочисленными радиологическими датировками. Однако не исключено, что хотя бы частично эти комплексы являются позднекембрийскими.

Октябрьский комплекс (γOo) представлен гранитами, лейкогранитами, субщелочными гранитами и гранодиоритами. Был выделен Ю. П. Змиевским в 1977 г. как позднепротерозойский. Наиболее широко в составе комплекса представлены граниты, крупнозернистые лейкограниты и субщелочные граниты, встречаются также гибридные мелкозернистые роговообманковые разности, вблизи контактов которых присутствуют порфириовидные крупнозернистые граниты. Характерно наличие порфириобластов микроклина (иногда до 60 % объема породы). Повсеместно в гранитоидах проявлены катаклаз и милонитизация. Гранитоиды относятся к калиево-натриевой серии нормального и субщелочного рядов, преимущественно с калиевым типом щелочности. Отмечается пересыщенность алюминием. Тела комплекса с размывом перекрыты образованиями мамынской свиты и прорывают условно раннеордовикские вулканиты октябрьской толщи. Радиологический возраст составляет: К-Аг метод по валу – 172–308 млн лет; К-Аг метод по

биотиту — 324–495 млн лет; U-Pb метод по цирконам — 495 ± 3 млн лет¹.

Тырмо-буреинский комплекс (C_{2-3t}) описан Н. А. Хрущовым в 1930 г. в басс. р. Тырма под названием тырминского, или буреино-тырминского, и включал только граниты и гранит-порфиры [13]. В дальнейшем в его составе отмечали до четырех фаз; авторы [13, 16] выделяют три фазы. Для комплекса характерна гомодромная направленность эволюции, крупные размеры массивов (до 3000 км²) со сложными очертаниями. Интрузивы слагают ареал-плутоны, предположительно, плито- или грибообразной формы небольшой мощности (первые сотни метров).

Средне-, крупно- и мелкозернистые габбро, диориты и габбродиориты первой фазы, как правило, слагают небольшие ксенолиты в породах последующих фаз, реже отдельные штоко- или линзообразные тела в массивах более древних интрузивных комплексов. Разновидности пород связаны между собой взаимопереходами. На контактах с гранитоидами второй фазы они нередко интенсивно фельдшпатизированы, иногда окварцованы и пиритизированы, отмечаются также альбитизация, биотитизация, эпидотизация. Габброиды относятся к породам нормального ряда с незначительным отклонением к умереннощелочному и преобладанием натрия над калием. В краевых частях тел габброиды имеют тонкозернистое строение и содержат ксенолиты осадочных пород. Контактные изменения вмещающих пород незначительны.

Породы второй фазы обычно входят в состав крупных многофазных массивов, реже слагают самостоятельные тела. Гранитоиды повсеместно имеют одинаковый состав и структурно-текстурные особенности — это преимущественно порфиroidные биотитовые средне-крупнозернистые часто меланократовые граниты с переходами в биотит-роговообманковые гранодиориты. Вблизи ксенолитов и останцев кровли докембрийских метаморфических образований наблюдаются преимущественно гранодиориты, в которых отмечается увеличение размеров порфиroidов и обогащение темноцветными минералами, а у контактов они приобретают отчетливо гнейсовидный облик. Вокруг массивов во вмещающих породах рифея, венда и кембрия отмечаются ореолы контактово-метаморфизованных пород. Породы фазы

относятся к калиево-натриевой серии и являются высокоглиноземистыми.

К третьей фазе отнесены наиболее широко распространенные интрузивы крупно-среднезернистых и средне-мелкозернистых порфиroidных биотитовых гранитов, лейкогранитов и умереннощелочных лейкогранитов. Граниты слагают крупные массивы зонального строения, центральные части которых представлены лейкократовыми слабопорфиroidными гранитами, постепенно сменяющимися к периферии порфиroidными разновидностями, обогащенными темноцветными минералами. Лейкограниты, которым принадлежит основная роль в составе фазы, образуют как мелкие, так и очень крупные массивы, центральные части которых сложены среднезернистыми, преимущественно лейкократовыми и мусковитовыми, реже биотит-мусковитовыми гранитами, постепенно к эндоконтам сменяющимися мелко-среднезернистыми, часто биотитовыми и биотит-мусковитовыми разновидностями или гранит-порфирами. С гранитами связаны многочисленные жилы мусковитовых пегматитов и жилы кварц-турмалинового состава. Породы слабоальбитизированы, в них проявлен кремнево-калиевый метасоматоз (образование крупных — до 2 см — порфиroidов микроклина, занимающих до 50 % объема породы). Граниты принадлежат к калиево-натриево-типу щелочности с преобладанием калия над натрием и являются крайне, реже весьма высокоглиноземистыми. В целом породы комплекса относятся к породам нормального ряда с отклонениями к умереннощелочному.

Тела комплекса прорывают и ороговиковывают или скарнируют все более древние образования района (в том числе фаунистически охарактеризованные девонские и нижнекаменноугольные), сами прорваны интрузивами алтаитинского (поздняя пермь или ранний триас) и харинского (поздняя юра) комплексов. Радиологический возраст пород (K-Ar метод по валу, несколько десятков определений) колеблется от 185 до 495 млн лет; большинство определений соответствуют позднему палеозою. Возраст комплекса принимается средне-позднекаменноугольным [9]².

Элементы тектоники. В связи с незначительными размерами выходов описываемых образований следует полагать, что крупные складки и дизъюнктивы выделяются сугубо предположительно.

В рифейских образованиях фрагменты складок представлены небольшими синклиналиями

¹ Следует осторожно относиться к калий-аргоновым датировкам домеловых образований, выполненным в середине прошлого века. Появление позднекембрийских датировок, особенно полученных U-Pb методом по цирконам, явное свидетельство того, что магматические комплексы, считающиеся сейчас ордовикскими, хотя бы частично являются более древними. Необходимо тем не менее учитывать массовый характер отбора проб на K-Ar метод в прошлом веке; современным методам датирования пока очень далеко до такой массовости.

² В пределах Туранского блока в последние годы для некоторых массивов, относившихся к тырмо-буреинскому комплексу, получены радиологические датировки, свидетельствующие о более молодом (250 млн лет и моложе) возрасте [4].

и антиклиналями. Наиболее крупная синклиналь в выходах армийской серии наблюдается в бассейне нижнего течения р. Селемджа. Складка асимметрична, протягивается в широтном направлении на расстояние 45 км при ширине не менее 25 км. Углы наклона южного крыла 30° – 60° , северного 65° – 80° . Складки более высоких порядков шириной до 50 м ориентированы согласно простиранию крупных структур и имеют крутые (70° – 85°) до вертикальных углы падения осевых плоскостей или запрокинуты к юго-востоку. Иногда отмечаются гофрировка и складки волочения. В пределах выходов туранской серии фрагменты складок характеризуются простой морфологией, углы погружения крыльев изменяются от 10° до 60° ; вблизи разломов развита мелкая складчатость. Крылья складок часто нарушены продольными, по-видимому, соскладчатými разломами.

Отложения венда слагают антиклиналь, крылья которой погружаются под углами 60° – 90° ; иногда наблюдается опрокинутое залегание. Дополнительная мелкая складчатость и плейчатость особенно характерны для тонкослоистых мраморизованных известняков.

В силурийских и девонских отложениях складки имеют северо-восточное простирание, изменяющееся на западно-северо-западное. В силурийских образованиях фиксируются протяженные брахисинклинали с углами погружения крыльев 20° – 30° , реже до 75° (что, возможно, связано с перемещениями по разломам). Мелкая складчатость практически не наблюдалась. Девонские и каменноугольные образования, судя по сохранившимся фрагментам, сравнительно слабодислоцированы. В верховьях р. Джелтулак отложения полуночкинской и орловкинской свит залегают моноклиально, падая на северо-северо-запад под углами 10° – 30° . В приамурской части прогиба отложения силура и девона собраны в складки близмеридионального северо-западного и северо-восточного простираний с углами падения крыльев 10° – 60° .

Пермские отложения смяты в простые линейные складки, ориентировка которых совпадает с общим простиранием прогиба. Ширина складок 1–8 км, углы падения крыльев 20° – 50° , шарниры ундулируют, замыкания обычно плавные и широкие. Крылья осложнены мелкими складками, в которых углы падения слоев иногда достигают 80° .

Характеристики наиболее крупных дизъюнктивов, затрагивающих образования Норско-Сухотинского прогиба, сведены в [7] и ниже приводятся по этой работе.

Селемджинский разлом представляет собой сброс, сместитель которого падает на восток. Протяженность его 165 км. Функционировал разлом в среднем палеозое и мезозое. На неотектоническом этапе он являлся правосторонним сбросо-сдвигом.

Зейский разлом. Зона этого разлома имеет сложное строение – она представлена системой субпараллельных дизъюнктивов, суммарная амплитуда сбросовых и сбросо-сдвиговых докайнозойских перемещений по которым достигает 2 км и более. Зона разлома шириной 3–4 км прослеживается по трещинам, проницаемым для гелия. Разлом является северной ветвью крупной дизъюнктивной структуры Дасинаньлин, со смещением уходящей в КНР на вулканическое поле Удалянчи. Разлом трассируется цепью эпицентров современных землетрясений с магнитудой 4–5,5; землетрясения интенсивностью в 3–4 балла фиксируются сейсмостанцией Благовещенска каждые 5–7 лет. Протяженность разлома 235 км.

Западно-Туранский разлом. Докайнозойская кинематика этого разлома не известна. На современном этапе является взбросонадвигом со взброшенным восточным крылом, движущимся на юго-запад со скоростью 1,4 мм/год. Он ограничивает аккумулятивную область Амуро-Зейской группы прогибов и впадин, активизированную в миоцене. Западнее разлома в миоцене, во время вулканотектонической активизации, начался рост горных хребтов Турана и Мал. Хингана. Четвертичная активность определяется для фрагментов дизъюнктива по прямолинейным участкам рек и перевалам их сквозных долин. Протяженность 205 км.

Туранский разлом имеет протяженность 250 км, сведения о его кинематике в опубликованной литературе отсутствуют.

Амурский разлом – надвиг, угол падения плоскости сместителя которого не превышает 40° . Протяженность 275 км. Четвертичная активность его подтверждается геоморфологическими факторами: antecedentными участками долины р. Амур, рядом сквозных долин малых рек и т. д. Фрагменты разлома подчеркнуты линейными корами выветривания. Вдоль всей зоны дизъюнктива изливаются родники с дебитами до 15 л/сек, среди которых немало восходящих. Время активизации Амурского разлома, когда он проявлен как взбросонадвиг с активным Амуро-Зейским блоком, ограничено голоценом.

Тектоно-стратиграфические системы и элементы палеогеографии. Для анализа последовательности событий, протекавших в пределах Норско-Сухотинского прогиба, воспользуемся тектоно-стратиграфическими системами (ТСС), которые характеризуют крупные этапы развития территорий, выполненных преимущественно осадочными формациями; ТСС, как правило, отделены друг от друга более или менее крупными перерывами или разделены несогласиями.

Стратиграфический ряд отложений прогиба начинается со средне-позднерифейских,

условно вендских и раннекембрийских отложений (рис. 4), которые достаточно условно объединяются нами в составе ТСС-1. Рифейские осадки отлагались, судя по литологическому составу, в сравнительно неглубоком морском бассейне; вендские (?) и нижнекембрийские характеризуют прибрежно-морские условия, переходящие в лагунные с повышенной соленостью воды (это предположение подтверждается и тем, что в пределы Норско-Сухотинского прогиба попадают континентальные и прибрежно-морские отложения верхнерифейской туранской серии). Можно полагать, что в рифейское время бассейн седиментации был окраинной частью моря, располагавшегося к юго-западу от рассматриваемого района, где на территории КНР известны аналогичные отложения [3]. В венде и раннем кембрии море, скорее всего, покрывало Туранский и Малохинганский блоки Буреинского массива, постепенно углубляясь к юго-западу. Очень приблизительно оцененная скорость седиментации для рифея составляет 75 м/млн лет, для венда и раннего кембрия — 50 м/млн лет. Для сравнения, на восточном шельфе Буреинского микроконтинента (в Буреинском краевом прогибе) в период с норийского века по оксфордский (включительно) скорость седиментации составляла примерно 180 м/млн лет [8]. Таким образом, можно полагать, что Норско-Сухотинский бассейн на раннем этапе развития представлял собой медленно осушавшееся эпиконтинентальное море.

Длительный перерыв, охвативший большую часть кембрия (и, возможно, часть раннего ордовика), не оставил видимых следов в геологической истории большей части Норско-Сухотинского прогиба. В то же время на сопредельной с востока территории Буреинского массива выделены объемные интрузивные комплексы — биробиджанский, суларинский и кивилийский (последний частично попадает и в пределы прогиба), считающиеся сейчас ордовикскими [9]. Однако не исключается, что хотя бы часть интрузивных образований (биробиджанского и кивилийского комплексов) начала формироваться в позднем (или даже среднем) кембрии [13]. Таким образом, можно предполагать, что в послепалеозойское время и на территории прогиба также проявлялся интрузивный магматизм преимущественно гранитоидного состава, фиксируя континентальные условия.

ТСС-2 представлена наземными вулканами андезит-дацитово-формации (октябрьская толща) условно раннеордовикского возраста, скорость накопления которой не превышала 25 м/млн лет. По-видимому, эти вулканы генетически связаны с ордовикскими же интрузивными образованиями октябрьского комплекса, распространение которых ограничено пределами Октябрьского

Эра/эпоха, система, отдел	Возраст, млн лет *	Свиты, толщи и их мощность (м)	Тектоно-стратиграфические системы
Триас			
Пермь	251.902±0.024	Манежская толща 700	ТСС-4
		Адамихинская толща 900–1000	
	298.9±0.15	Береинская толща 900–1000	
Карбон			ТСС-3
		Богданихинская свита 400–1100	
	358.9±0.4	Граматухинская свита 1500	
Девон		Орловкинская толща 1500	ТСС-3
		Алевролитно-песчаниковая толща 1300	
	419.2±3.2	Гуранская свита, 2000 Буссеевская свита, 250 Полуничинская толща 200 Песчаниковая толща 2400 Большешаменуйинская свита, 1900 Широколадинская толща до 1050	
Силур		Мамынская свита до 2700	ТСС-2
Ордовик	443.8±1.5		
	485.4±1.9	Октябрьская толща 500–600	
Кембрий			ТСС-1
	541.0±1.0	Косматинская толща 130–300	
Венд	570±15	Чагайская свита 1500–1800	
	600±20	Сухарниковская свита 1350	
Рифей	1030±50	Дагмарская толща 3250	ТСС-1
	1350±20	Нёклинская толща 2500	

Рис. 4. Стратиграфия и тектоно-стратиграфические системы Норско-Сухотинского прогиба. Возраст принят по International Chronostratigraphic Chart 2018/08 для фанерозоя и Общей стратиграфической шкале (МСК-2006) для докембрия

блока Буреинского массива и Норско-Сухотинским прогибом. Континентальная обстановка в последнем существовала до начала силура.

В составе ТСС-3 объединены среднепалеозойские отложения. Несмотря на большую пестроту литологического состава, для всего разреза характерны общие черты — мелководность морских отложений и большая роль вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, по составу варьирующих от базальтов до риолитов. При этом заметно,

что в северной части Норско-Сухотинского прогиба преобладают более кислые (от андезитов до риолитов), а в южной более основные (базальты, андезиты) разности. Вулканиды во многом имеют облик наземных излияний; континентальный характер части отложений подчеркивает их пестротность. Скорость седиментации колебалась от 50 м/млн лет для силура до 120 м/млн лет для карбона. Можно полагать, что морской бассейн в южной части непосредственно продолжался на территории Китая. Не исключено, что эти части Норско-Сухотинского среднепалеозойского бассейна хотя бы временно разделялись островной сушей с многочисленными вулканами.

ТСС-4 объединяет пермские и верхнепермские или нижнетриасовые образования. ТСС-3 и -4 разделены перерывом, охватывающим средний и поздний карбон (видимо, и начало ранней перми). Этот перерыв в осадконакоплении знаменует становление огромных интрузивов тырмо-буреинского комплекса, возраст которого (средний – поздний карбон) в пределах Норско-Сухотинского прогиба достаточно хорошо обоснован геологическими данными. В целом ТСС-4 слагают пресноводно-континентальные отложения. Скорость седиментации в пермский период не превышала 30–40 м/млн лет. На границе перми и триаса в северной части прогиба сформировались вулканотектонические депрессии, выполненные эффузивами пестрого состава.

С позднего триаса для территории Норско-Сухотинского прогиба начинается новый этап геологического развития, связанный с формированием Депского прогиба и Амуро-Зейской плиты.

Заключение. Приведенные данные по геологии Норско-Сухотинского прогиба свидетельствуют, что он сформировался на континентальной коре и представляет собой крупный структурный элемент чехла Буреинского массива. Морские обстановки в его пределах неоднократно сменялись континентальными и сопровождалась крупными перерывами в седиментации. Во время последних – видимо, в условиях растяжения с образованием крупных раздвигов – происходило формирование огромных интрузивов преимущественно гранитоидного состава.

Представление о том, что Норско-Сухотинский прогиб разделяет Октябрьский и Туранский блоки Буреинского массива, как минимум спорное: прогиб перекрывает в основном Октябрьский блок, но частично его образования выделены и в пределах Туранского блока. Считать его террейном вряд ли правильно (приведенное в [12] очень краткое описание прогиба не отвечает понятию террейна, формулировка которого приведена во Введении к этой монографии).

Несомненно, Норско-Сухотинский прогиб является, как это и предполагал Л. И. Красный [3], северо-восточным окончанием («выплеснутым» на материк) Дасинаньлин-Селемджинской (Южномонгольско-Хинганской, по [12]) складчатой системы, в основном сформировавшейся на океаническом основании. Однако следует ли проводить по этой складчатой системе границу между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским подвижными поясами – вопрос дискуссионный. Дальневосточные геологи-съемщики весь Буреинский массив (в их понимании) включают в состав первого [15]. Во всяком случае, предоставлен обширный материал для обсуждений.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН.

1. Вольский А. С. и др. Аргунский и Буреинский массивы и Селемджинская геосинклинально-складчатая система // Геология зоны БАМ. Т. 1: Геологическое строение. – Л.: Недра, 1988. – С. 252–255.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 книгах. Кн. 1 / ред. А. И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 572 с.

3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. записка / ред. Л. И. Красный и др. – СПб.; Благовещенск; Харбин: МПР РФ; Минресурсов КНР, 1999. – 135 с.

4. Гурьянов В. А. и др. Хронология гранитоидного магматизма восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Методы и геологические результаты изотопных геохронологических систем минералов и пород. – М.: ИГЕМ, 2018. – С. 105–108.

5. Жамойда А. И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР – России. Ее значение, назначение и совершенствование. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 24 с.

6. Забродин В. Ю. Баджальский вулканоплутонический ареал: структура и эволюция (Дальний Восток) // Регион. геология и металлогения. – 2018. – №75. – С. 29–39.

7. Забродин В. Ю. и др. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – 143 с.

8. Кириллова Г. Л. и др. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 360 с.

9. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) (актуализирована на 01.01.2009). В 3-х кн. / отв. исп. С. Г. Кисляков. – Хабаровск: Дальгеофизика, 2010.

10. Мартынюк М. В. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. записка. – Хабаровск: Дальгеология, Таежгеология, 1991. – 51 с.

11. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) / ред. А. П. Сорокин. – Владивосток: Дальнаука, 2013. – 366 с.

12. Парфенов Л. М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология – 2003. – № 6. – С. 7–41.

13. Петрук Н. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист М-52 – Благовещенск. Серия Дальневосточная. Объясн. записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 496 с.
14. Решения 4 Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). – Хабаровск: Хабаровскгеология, 1994. – 120 с. + 38 схем.
15. Роганов Г. В., Васькин А. Ф. Схема геологоструктурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. 1 : 3 000 000. – Хабаровск: Дальгеофизика, 2008.
16. Сerezников А. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Объясн. записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 326 с. +4 вкл.
17. Смирнов Ю. В. и др. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. РАН. – 2012. – Т. 445, № 1. – С. 55–60.
1. Vol'sky A. S. et al. Argunsky and Bureya Massifs and Selemdzhinsky Geosynclinal-Folded System. *Geology of the BAM zone*. Leningrad: Nedra. 1988. Vol. 1. Pp. 252–255. (In Russian).
2. Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii: in 2 books [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia: v 2 knigakh]. Ed. by A. I. Khanchuk. Vladivostok: Dalnauka. 2006. Book 1. P. 127.
3. Geologicheskaya karta Priamur'ya i sopredel'nykh territoriy. Masshtab 1 : 2 500 000. Ob'yasn. Zapiska. [Geological map of Amur Region and adjacent territories. Scale 1:2,500,000. Explan. note]. Eds. by L. I. Krasnyy et al. St. Petersburg; Blagoveshchensk; Harbin. 136 p.
4. Gur'yanov V. A. et al. Chronology of granitic magmatism of the eastern part of the Bureya Massif of the Central Asian fold belt. *Methods and geological results of isotopic geochronological systems of minerals and rocks*. Moscow: IGEOM. 2018. Pp. 105–108. (In Russian).
5. Zhamoyda A. I. Obshchaya stratigraficheskaya shkala, prinyataya v SSSR – Rossii. Ee znachenie, naznachenie i sovershenstvovanie. Obshchaya stratigraficheskaya shkala Rossii: sostoyanie i perspektivy ee obustroystva: Doklad na Vserossiyskoy konferentsii. Geologicheskii institut RAN 23–25 maya 2013 g. [The general stratigraphic scale adopted in the USSR – Russia. Its meaning, purpose and improvement. The general stratigraphic scale of Russia: the state and prospects of its arrangement: Report at the All-Russian Conference. Geological Institute of Russian Academy of Sciences May 23–25, 2013]. St. Petersburg: VSEGEI. 2013. 24 p.
6. Zabrodin V. Yu. Badzhalsky volcano-plutonic area: structure and evolution (Far East). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2018. No. 75, pp. 29–39. (In Russian).
7. Zabrodin V. Yu. et al. Razlomnaya tektonika materialovoy chasti Dal'nego Vostoka Rossii [Fracturing tectonics of the continental part of the Far East of Russia]. Vladivostok: Dal'nauka. 2015. 132 p.
8. Kirillova G. L. et al. Bureinskiy osadochnyy basseyn: geologo-geofizicheskaya kharakteristika, geodinamika, toplivno-energeticheskie resursy [Bureya sedimentary basin: geological and geophysical characteristics, geodynamics, fuel and energy resources]. Vladivostok: Dal'nauka. 2012. 360 p.
9. Legenda Dal'nevostochnoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie) (aktualizirovana na 01.01.2009) [The Explanatory Note to the Far Eastern Series of Sheets of the State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:1,000,000 (third generation) (updated 01.01.2009)]. Ex. ed. S. G. Kislyakov. Khabarovsk: Dal'geofizika. 2010. In three books.
10. Martynyuk M. V. et al. Geologicheskaya karta Khabarovskogo kraya i Amurskoy oblasti. Masshtab 1 : 2 500 000. Ob'yasn. zapiska [Geological map of the Khabarovsk Territory and Amur Region. Scale 1:2,500,000. Explan. note]. Khabarovsk: Dal'geologiya, Taezhgeologiya, 1991. 51 p.
11. Molodye platformy vostochnoy okrainy Evrazii (glubinnoe stroenie, usloviya formirovaniya i metallogeniya) [Young platforms of the eastern margin of Eurasia (deep structure, conditions of formation and metallogeny)]. Ed. A. P. Sorokin. Vladivostok: Dal'nauka. 2013. 366 p.
12. Parfenov L. M. et al. Model of the formation of orogenic belts of Central and Northeast Asia. *Tikhookeanskaya geologiya*. 2003. No. 6, pp. 7–41. (In Russian).
13. Petruk N. N. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List M-52 – Blagoveshchensk. Seriya Dal'nevostochnaya. Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet M-52 – Blagoveshchensk. Far Eastern series. Explan. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2012. 496 p. +10 vkl.
14. Resheniya 4 Mezhdomstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu i fanerozoju yuga Dal'nego Vostoka i Vostochnogo Zabaykal'ya (Khabarovsk, 1990 g.) [Decisions 4 of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on Precambrian and the Phanerozoic of the South of the Far East and Eastern Transbaikalia (Khabarovsk, 1990)]. Khabarovsk: Khabarovskgeologiya. 1994. 120 p. + 38 skhem.
15. Roganov G. V., Vas'kin A. F. Skhema geologo-strukturnogo rayonirovaniya Priamur'ya, Zapadnogo Priokhot'ya, o. Sakhalin i prilgayushchikh uchastkov dna Okhotskogo i Yaponskogo morey [Scheme of geological and structural zoning of the Amur Region, Western Priokhotye, Sakhalin Island and the adjacent sections of the bottom of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan]. Khabarovsk: Dal'geofizika. 2008.
16. Sereznikov A. N. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000. Tret'e pokolenie. List N-52 (Зея). Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000. Third generation. Sheet N-52 (Зея). Explan. note]. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2007.
17. Smirnov Yu. V. et al. Early Paleozoic gabbro-amphibolites in the structure of the Bureya Terrane (eastern part of the Central Asian Fold Belt): first geochronological data and tectonic position. *Dokl. RAN*. 2012. Vol. 445. No. 1, pp. 55–60. (In Russian).

Забродин Владимир Юрьевич – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН). Ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, 680000, Россия. <VZabrodin@rambler.ru>

Zabrodin Vladimir Yur'evich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS (ITiG FEB RAS). 65 Ul. Kim Yu Chen, Khabarovsk, 680000, Russia. <VZabrodin@rambler.ru>