

УДК 551.243 + 551.242.1 (571.651)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ МЫСА КИБЕРА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА): СТРУКТУРНО-ДЕФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

*С.М. КАТКОВ**ООО «Майкромайн Рус»**105318, Россия, г. Москва, Семеновская площадь., 1а; e-mail: skatkov@micromine.com*

На основании структурного анализа палеозойско-мезозойских толщ мыса Кибера (Чукотка) доказано наличие трёх крупных деформационных этапов в тектоническом развитии Центральной Чукотки. Позднедевонские структурные парагенезы элсмирского деформационного события затушёваны более молодыми структурами как минимум двух этапов мезозойско-кайнозойского возраста — синколлизионным север—северо-восточным (ССВ) — юг—юго-западным (ЮЮЗ) сжатием, северо-западным (СЗ) — юго-восточным (ЮВ) сжатием, и последовавшим постколлизионным растяжением в нескольких направлениях. Проведено сопоставление структурных стилей со структурами Южно-Анхойской сутуры и западного сектора Чукотки, подчеркнуто их сходство и сингенетичность этапов тектонических преобразований.

Ключевые слова: элсмирские деформации; поздне-палеозойские граниты; мыс Кибера; структурный анализ; коллизия; Чукотка; Восточная Арктика; палеозой; микроконтинент Чукотка—Арктическая Аляска; элсмирский орогенез.

THE FEATURES OF THE PALEOZOIC-MESOZOIC COMPLEXES OF KIBER CAPE (CHUKOTKA, ARCTIC RUSSIA): A STRUCTURAL-DEFORMATION ANALYSIS

*S.M. KATKOV**LLC «Micromine Rus»**105318, Russia, Moscow, Semyonovskaya Sq., 1a; e-mail: skatkov@micromine.com*

Three major regional deformation stages of Central Chukotka tectonic evolution were determined in Paleozoic-Mesozoic deposits of Kiber Cape. The research was based on a structural analysis of the linear and planar elements. Ellesmerian (Late Devonian) structural parageneses were masked during (at least) two phases of young Mesozoic-Cenozoic deformations: syncollisional North-North-East - South-South-West and North-West — South-East regional compressions and post-collisional extension of various directions, followed the compressions. The structural data comparison was made for Kiber Cape region, South-Anhui suture and Western Chukotka sector. It was emphasized that these regional units have similar structure styles and coeval phases of the tectonic transformations.

Keywords: Ellesmerian deformation; Late Paleozoic granite; Kiber Cape; structural analysis; collision; East Arctic; Chukotka; Paleozoic; Arctic Alaska-Chukotka microcontinent; Ellesmerian orogeny.

В раннемеловое время в ходе коллизии с Евразией микроконтинент Чукотка—Арктическая Аляска претерпел существенные тектонические преобразования с формированием региональных надвигов, крупных опрокинутых складок, многочисленных разрывных нарушений и других сопряжённых с ними структур. Более поздние сдвиговые деформации нескольких этапов кайнозойского времени были не столь масштабными, но ввиду молодого возраста четко прослеживаются по всей Чукотке [3, 5]. Для Аляски и о. Врангеля установлено наличие следов доколлизийного позднедевонского элсмирского орогенеза [1, 4], а в пределах Чукотского блока признаки деформаций этого возраста до сих пор не были выявлены.

С целью восстановления истории тектонического развития Центральной Чукотки в ходе полевых работ ГИН РАН изучались структурные парагенезы палеозойских метаморфических и магматических комплексов, а также терригенных толщ мезозойского возраста в районе мыса Кибера (100 км к СВ от г. Певек). При парагенетическом анализе выделялись структуры, сформированные на одних деформационных этапах, проводились массовые замеры плоскостных и линейных элементов (осадочной слоистости, кливажа, сланцеватости, осевых поверхностей, элементов складок, зеркал скольжения, трещин, теней давления и т. д.). Структурные данные обрабатывались и визуализировались в программном продукте Micromine 2014

(Vers.15.2) на нижней полусфере (равноплощадная проекция).

Изучение тектонической истории Чукотки также актуально с практической точки зрения, так как с деформационными структурами, характерными для коллизионного этапа, связана золоторудная минерализация, а с постколлизионными деформациями — нефтегазоносность осадочного чехла шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей [1].

Структурно-деформационный анализ

Комплексы палеозойских пород распространяются от мыса Кибера в юго-восточном направлении в структуре региональных антиформных поднятий (рис. 1). В береговых обрывах изучались тер-

Структурные парагенезы палеозойских метаморфизованных комплексов. Нижне-среднедевонские толщи мыса Кибера представлены ритмичным переслаиванием зеленовато-серых вулканомитовых туфоалевролитов и тёмно-серых аргиллитов. В более грубозернистых пластах обычно прослеживается градационная слоистость, по которой устанавливается преобладающее нормальное залегание толщ. В ряде случаев основной кливаж S_1 параллелен осадочной слоистости S_0 , однако чаще наблюдается их взаимное пересечение. В отдельных слоях с чёткой градационной слоистостью проявлен слабый изгиб кливажных поверхностей, который при развитии степени деформации может доходить до «преломления кливажа». Для раннедевонских толщ характерны S- или Z-образные структуры в

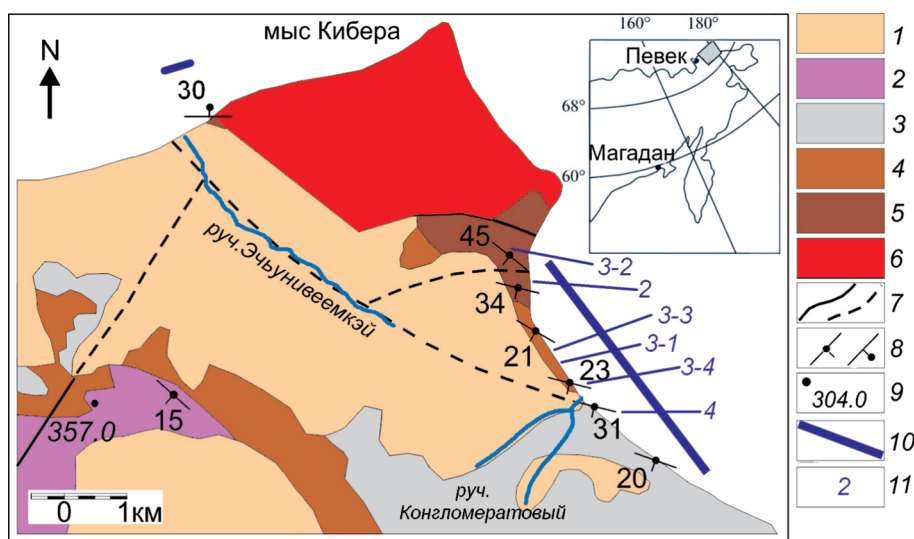


Рис. 1. Геологическая карта района мыса Кибера (с использованием ГГК-200, Саморуков и Матвеев, 1984): 1 — флювиогляциальные отложения (Q_{III-IV}); 2 — пермь-триасовые терригенные толщи; 3 — ниже-среднекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 4 — верхнедевонские терригенные толщи; 5 — ниже-среднедевонские метаморфизованные толщи; 6 — гранитоиды Киберовского массива; 7 — разрывные нарушения; 8 — залегания кливажей S_1 и S_2 ; 9 — высотные отметки; 10 — участок структурных исследований; 11 — места фотографирования структур рис. 2, 3 и 4

ригенные отложения девона, представленные песчаниками, алевритами и хлорит-серицитовыми сланцами с карбонатными пачками, которые с размывом перекрываются карбонатно-терригенными толщами карбона и песчано-глинистыми отложениями пермо-триасового возраста. Палеозойские отложения мыса Кибера прорваны гранитоидным плутоном раннекаменноугольного возраста [2]. Зона контактового метаморфизма во вмещающих толщах девонского возраста достигает нескольких сотен метров.

С целью сопоставления структурных парагенезов и их пространственных ориентировок был проведён структурно-деформационный анализ палеозойских метаморфизованных толщ, мезозойских терригенных толщ и палеозойских гранитоидов береговых обрывов района мыса Кибера.



Рис. 2. Кварцевый прожилок, смятый в опрокинутую синназдвиговую складку

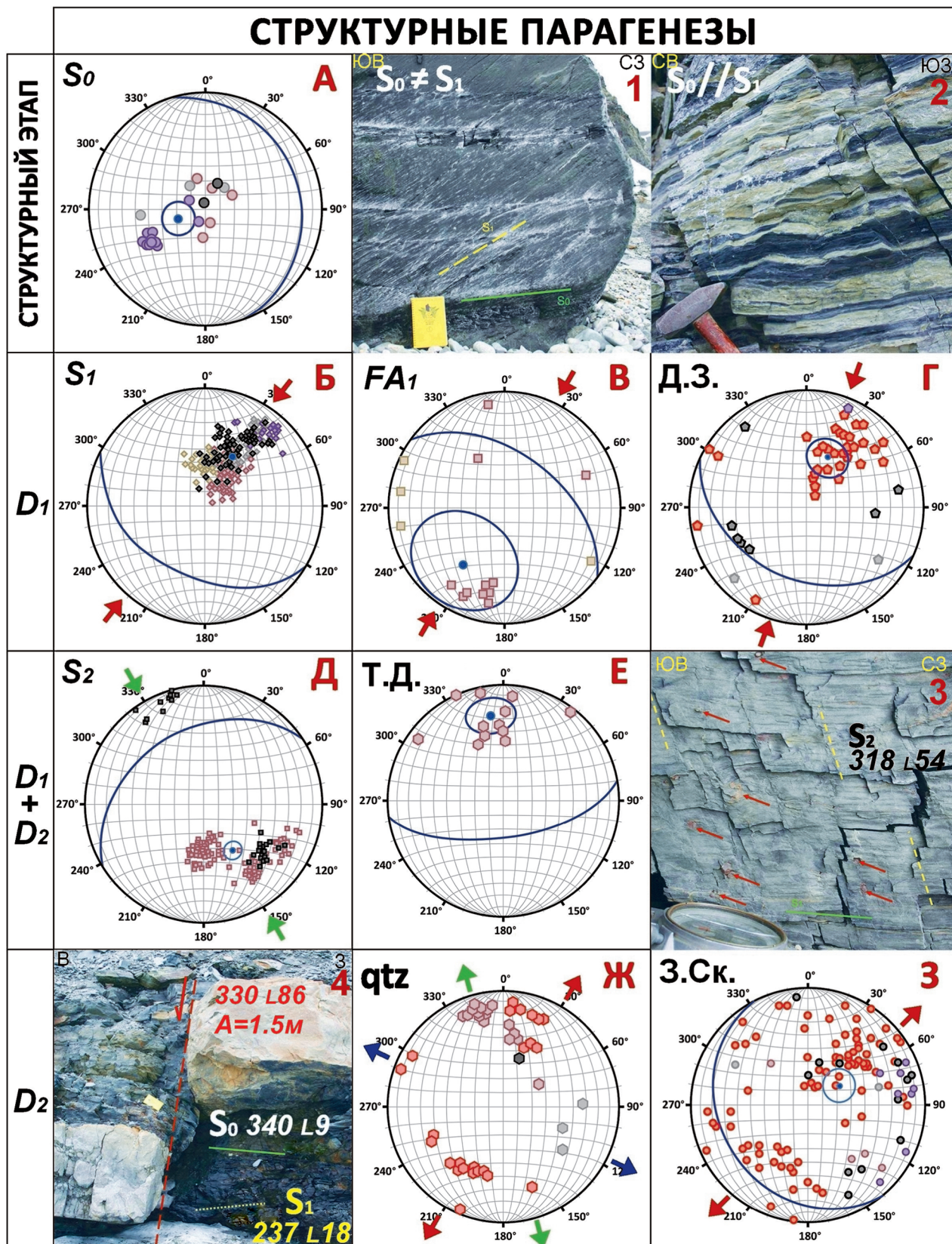


Рис.3. Стереогаммы замеров структурных элементов: А – осадочная слоистость; Б – кливаж S_1 ; В – осевые плоскости складок F_1 ; Г – зоны дробления; Д – кливаж S_2 ; Е – борозды нарастания; Ж – кварцевые прожилки; З – зеркала скольжения (равно-площадная сетка, проекция на нижнюю полусферу). Цвета полюсов на стереогаммах отображают разновозрастные отложения (D_{1-2} – темно-коричневый, D_3 – светло-коричневый, C_{1-2} – темно-серый, C_3 – светло-серый, $P-T$ – фиолетовый, PZ гранитоиды – красный)

чёрных сланцах и будинированные кварцевые прожилки (мощностью до 2 см), образованные в условиях пластичных деформаций при ЮЮВ—ССЗ растяжении. При приближении к гранитному массиву заметны следы хрупко-пластичных деформаций. Кроме начальных стадий формирования C — S -тектонитов, отмечаются маломощные кварц-карбонатные прожилки, которые в условиях СЗ растяжения второго подэтапа (D_2^2) подвергались будинированию с мелкоамплитудными сбросами.

Верхнедевонские толщи представлены ритмичным переслаиванием серых и темно-серых серицитизированных алевролитов. Кроме выраженной осадочной слоистости (S_0), широко распространены основной кливаж S_1 и кварцевые прожилки, интенсивно смятые в опрокинутые складки F_1 (рис. 2). Для этих отложений характерны сульфидные стяжения и кристаллы пирита, со следами нескольких деформационных событий. Сами кристаллы пересекаются кливажом S_1 , а кливаж S_2 — огибает их. В тенях давления крупных кристаллов образуются кварцевые борода нарастания, длиной до 1 мм. Плоскости их роста характеризуются юг—юго-восточным падением с довольно крутыми углами — среднее значение пространственного положения $171 \pm 64^\circ$ (рис. 3, Е). Удлиненная форма свидетельствует о формировании бород в условиях ССЗ—ЮЮВ растяжения без вращения на втором этапе, что подтверждается аналогичной ориентировкой кварцевых прожилков, образованных по трещинам отрыва в том же поле напряжений.

В отдельных обнажениях наблюдаются кинк-бэнды, порой имеющие вид шевронных складок. Их пространственное положение свидетельствует о формировании парагенеза этапа D_1^1 в обстановке ССВ—ЮЮЗ сжатия и надвигообразования север—северо-восточной вергентности.

В устьевых обрывах руч. Конгломератовый изучались карбонатные гравийно-конгломератовые пачки, относящиеся к основанию ниже—средне-каменноугольных отложений. Наиболее отчетливо следы тектонических изменений отмечаются в слоях конгломератов галечно-валунной размерности (рис. 4). Цемент представлен гравийно-песчаной карбонатно-терригенной разностью, а в состав галек и валунов входят: 1) хорошо окатанные граниты (40 %, размером 1—20, редко до 40 см); 2) глинистые сланцы (50%, длиной до 30 см); 3) кварц (10 %). Обломки пластичных глинистых сланцев имеют уплощение вдоль поверхностей кливажа S_1 , достигая коэффициента удлинения 1/15. Отмечены редкие гальки алевроитов с кливажом плейчатоности $S_3^?$, по соседству с некливажированными обломками. Однако характер структурных изменений данных обломков до переотложения неясен. Вероятным представляется сжатие с локальным проявлением кренуляционного кливажа, по этой причине ориентировка кливажа в двух разных гальках схожа (S_3 $309 \pm 46^\circ$, $305 \pm 45^\circ$). Гальки более твердых гранитов и кварца, представляя собой концентраторы напряжений, характеризуются тенями давления в виде -структур, соответствующих формиро-



Рис. 4. Деформированные конгломераты нижнего карбона

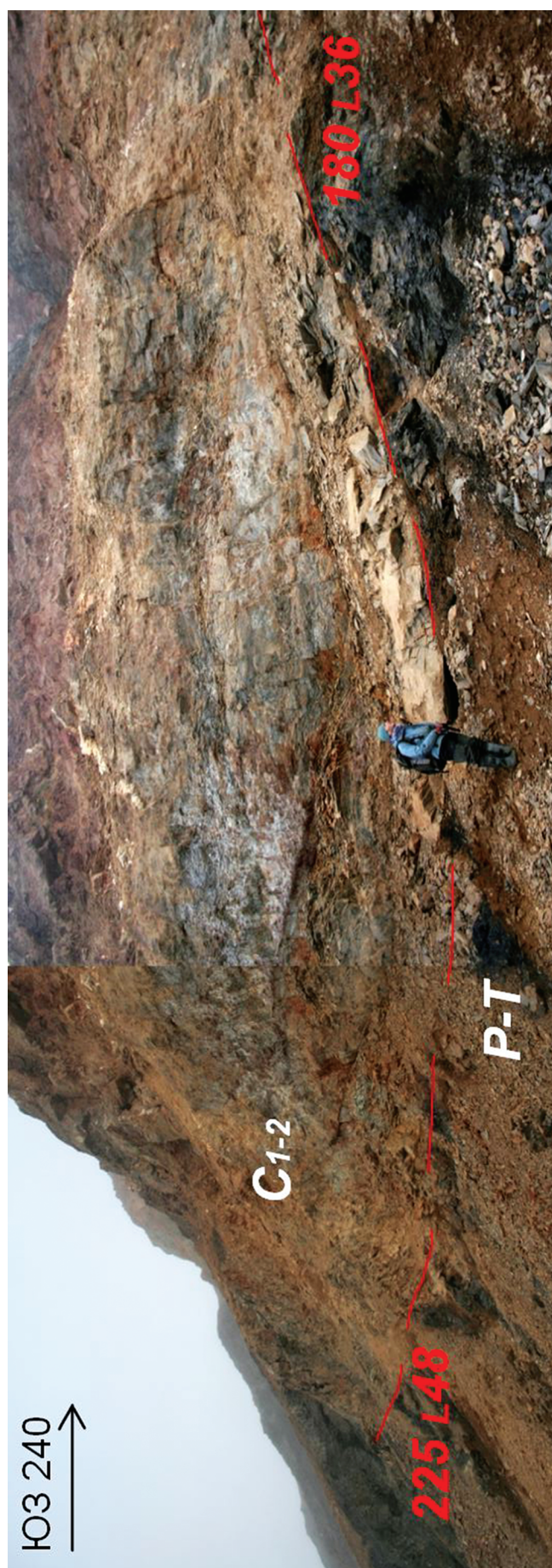


Рис. 5. Тектонический контакт карбонатных толщ C_{1-2} , надвинутых на отложения $P-T$

ванию при повороте по часовой стрелке. В данном случае форма сигмоид свидетельствует о деформационных преобразованиях пород в условиях север—северо-восточного надвигообразования первого этапа (D_1^1). В некоторых случаях пространство между разобщенными при растяжении обломками гранитных галек заполняется кварц-карбонатным цементом.

Структурные парагенезы пермо-триасовых терригенных комплексов. Толщи каменноугольного возраста перекрываются пермо-нижнетриасовыми отложениями, с коренными выходами восточнее изучаемого разреза, в районе бухты Нольде. Контакт — резкий, неровный, волнистый, в приконтактной зоне по черным глинистым сланцам проявлена зона катаклаза видимой мощностью около 4 м с глинками трения и мелкими складками волочения (рис. 5). Поверхность контакта смята в пологую открытую складку, и на протяжении нескольких десятков метров меняет положение от юго-западного ($225^\circ \quad 48^\circ$) до южного ($180^\circ \quad 36^\circ$). Для пермско-триасовых отложений кроме основного кливажа S_1 , характерны субширотные малоамплитудные зеркала скольжения правосдвиговой и сдвига-сбросовой кинематики.

Гранитоиды Киберовского массива представлены зеленовато-серыми среднезернистыми гранитами и светло-серыми крупнозернистыми гранит-порфирами раннекаменноугольного возраста (353 ± 5 млн. лет) [2]. Из-за резкого отличия физических свойств гранитоидов от стратифицированных толщ, их структурные парагенезы резко отличаются, даже если они формировались во время одного тектонического события. В гранитоидах сохранились преимущественно разрывные нарушения с зонами дезинтеграции пород разной степени и зеркалами скольжения. Чаще всего зоны дробления представлены катаклазитами мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, в единичных случаях — кварц-гранитными брекчиями. Большинство дизъюнктивов — это малоамплитудные сбросо-взбросовые нарушения, кинематика которых определяется только при наличии даек инородного состава (рис. 3—4). Иногда такие зоны выражены вторичными окисленными сульфидами. Зоны дробления в гранитоидах в основном имеют юго-западное падение поверхностей сместителя с вариациями углов падения от пологих до субвертикальных (рис. 3, Г). Штриховка линейности растяжения маркирует преимущественно сбросовую кинематику для дизъюнктивов (рис. 3, З).

Ориентировки структурных элементов. Первичная осадочная слоистость, несмотря на активную структурную переработку, в разной степени сохранилась во всех изученных терригенных толщах. Если для палеозойских комплексов более характерно пологое залегание с углами до 20° и из-

менениями азимута падения, то слоистость пермо-триасовых толщ преимущественно имеет СВ падение (средн. аз. пд. $60-40^\circ$) (рис. 3, А).

По ориентировке основного кливажа S_1 была собрана наиболее представительная выборка (254 замера) ввиду его широкой распространенности на изучаемой площади. В целом для разновозрастных комплексов мезозоя и палеозоя выражено общее ЮВ падение кливажа с широкой вариацией углов падения от пологих до крутых (рис. 3, Б). Обоснованной зависимости положения S_1 от возраста не отмечается, хотя разновозрастные толщи формируют сближенные облака точек. Среднее значение азимута падения (для всех замеров) — $209-39^\circ$, соответствует СВ—ЮЗ сжатию.

Кливаж S_2 ярко проявлен в слабометаморфизованных толщах девонского возраста, особенно в отложениях позднего девона (всего было сделано 85 замеров), при этом для разновозрастных толщ S_2 имеет различную пространственную ориентировку и выражен по-разному (от проникающего кливажа до кливажа плейчатости). В нижнекаменноугольных пачках кливаж S_2 характеризуется крутонаклонным юго-восточным падением (средний аз. пд. $150-80-90^\circ$), для нижнедевонских отложений полюса замеров сгущаются в двух обособленных зонах (рис. 3, Д), что соответствует двум участкам изученных береговых клифов — западнее и восточнее Киберовского массива. Если в западной экзоконтактовой зоне S_2 имеет северное падение с углами 30° , то восточнее массива — более пологое северо-западное падение (аз. пд. $300-10-20^\circ$). Поздние субширотные сбросы этапа D_2^2 , амплитудой до нескольких метров, затрагивают все вышеперечисленные разновозрастные комплексы.

О наличии самостоятельного структурного парагенеза D_3 свидетельствует локальный кливаж S_3 (аз. пд. $250-72^\circ$), наблюдаемый в одних обнажениях вместе с S_0 , S_1 и S_2 .

Обсуждение

На основании структурно-парагенетического анализа для района мыса Кибера установлена сложная полифазная история тектонического развития с палеозойского до кайнозойского времени, включающая несколько деформационных событий. Их можно отнести к нескольким этапам деформации:

1) структуры раннего элсмирского орогенеза не сохранились, были затушеваны более поздними событиями; доказательством тектонической активности региона в раннем карбоне служат палеозойские гранитоиды и гальки этих гранитоидов в подшвенных конгломератах нижнего карбона; 2) позднемеловые структуры коллизионно-надви-

гового этапа D_1^1 (асимметричные и опрокинутые складки, кинк-бэнды с сингенетичным кливажом S_1), доказывающие ССВ надвигообразование в пред-аптское время [3]; 3) структуры поздне- (или пост?) коллизионного этапа D_1^2 ССВ—ЮЮЗ растяжения (кварцевые прожилки, локальные сбросы), связанные с пост-коллизионной релаксацией; 4) структуры молодых кайнозойских СЗ—ЮВ сжатий этапа D_2^1 (кливаж S_2); 5) СЗ—ЮВ растяжение этапа D_2^2 с образованием кварцевых прожилков по трещинам отрыва, борозд нарастания, фиш-структур; 6) ВСВ—ЗЮЗ сжатие этапа D_3 с образованием кливажа S_3 .

Разрывные нарушения района исследований, отраженные на карте, дешифрируются преимущественно по космо-снимкам, выражены в линейментах рельефа и маркируются гидросетью. Разломы северо-западного простириания логично соотносятся с мезоструктурами поздне-коллизионного растяжения этапа D_1^2 с правосдвиговой составляющей, характерной для Южно-Анжуйской сутуры (ЮАС) [1]. Вероятно, в кайнозойское время при раскрытии регионального Южно-Чукотского рифта, при правосдвиговых деформациях по данным разломам произошло повторное смещение, чем объясняется их выраженность в рельефе. Дизъюнктивы северо-западного простириания, предположительно можно соотнести с СЗ—ЮВ растяжением этапа D_2^2 .

Учитывая локальность и ограниченность распространения палеозойских терригенных толщ на Чукотке в целом, полученные результаты крайне важны для реконструкций деформационных событий всего Центрального сегмента Чукотского микроконтинента. Структурные данные для центральной части микроконтинента удачно согласуются с имеющимися материалами по Западно-Чукотскому сегменту [2], Южно-Анжуйской сутуре и о. Врангеля [1] и частично — Аляске. Для всех перечисленных региональных структур основным деформационным этапом является коллизия, затушевывая следы более ранних деформаций. Схожи структурные парагенезы этого этапа, включающие разномасштабные опрокинутые складки в сочетании с надвигами север—северо-восточной вергентности, и в отдельных случаях — ретрошарьяжами юг—юго-западных румбов. Во время следующего этапа постколлизионного декомпрессионного растяжения наряду с образованием комплексов метаморфических ядер кордильерского типа (как Алярмаут и Куэкунь), формировались и локальные хрупкие сбросы. Самые поздние структуры кайнозойского возраста — правые сдвиги и сбросо-сдвиги в пределах ЮАС, для обоих сегментов Чукотки выражены несколькими разнонаправленными фазами сбросов и сбросо-сдвигов.

Выводы

1. Для мыса Кибера установлена сложная полифазная история тектонического развития от палеозойского до кайнозойского времени, включающая несколько деформационных событий.

2. Изучены структурные парагенезы коллизионного и постколлизионного этапов мезо-кайнозойских деформаций, затушевавших следы позднедевонского элсмирского орогенеза. Установлены

синколлизионные север—северо-восточное — юг—юго-западное и северо-западное — юго-восточное сжатие, и постколлизионное растяжение в нескольких направлениях.

3. Показано парагенетическое сходство деформационных структур изученного участка Центрально-Чукотского сегмента со структурами Западно-Чукотского сегмента и Южно-Анжуйской сuture.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ — грант №16-05-00146, 13-05-00249.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Тектоника, этапы структурной эволюции и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика). Геология полярных областей Земли. // Мат. XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 85–90.
2. Катков С.М., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // Доклады РАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 193–198.
3. Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Х. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анжуйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. № 3. С. 1–20.
4. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East // Tectonics. 1999. V. 18. N 6. P. 977–1003.
5. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. Souyh Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempner (Eds). Boulder, Colorado, GSA Special Paper 360. 2002. P. 209–224.

УДК 551.736+551.761 (571.5)

О ПОЗДНЕГАГАРЬЕОСТРОВСКОЙ БИОТЕ НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.Н. САДОВНИКОВ

*Российский государственный геологоразведочный университет
117997, Россия, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23; e-mail: sadovnikov.gennady@yandex.ru*

До начала траппового вулканизма Средняя Сибирь была равниной, покрытой тайгой с преобладанием кордаитантовых. Травянистый покров склонов состоял в основном из папоротников. Болотистые низины покрывали членистостебельные. Вулканические извержения в конце вишкильского (северодвинского) века привели к образованию возвышенности, на которой сформировался почти такой же растительный покров, но с существенным преобладанием травянистой растительности склонов. Древесная растительность преобладает лишь в двух местонахождениях, в трех составляет около 50%, в пяти — отсутствует. Ассоциации травянистого покрова склонов в большей части местонахождений составляют не менее 46%, в двух местонахождениях — около 100 %, в 42 % местонахождений — отсутствуют. Резко преобладают папоротники. Доминантами являются *Todites* (?) *anthriscifolia*, *Todites* (?) *sibirica*, *Prynadaeopteris* (?) *karpovii*, редко *Cladophlebis* aff. *taimurensis*. Иногда кодоминируют *Prynadaeopteris* (?) *venusta*. Среди голосеменных доминантами иногда бывают *Yavorskyia gadzenkovii*. В травянистом покрове низин преобладают членистостебельные: в двух местонахождениях составляют около 100 %, в двух — более 50 %, в четырёх — от 12 до 33 %, в двух местонахождениях отсутствуют. Обычно доминируют *Parasalamites*, иногда кодоминируют *Phyllothesca turnaensis*, *P. minuta*, *Paraschizoneura*. В бассейнах значительна роль двустворок *Palaeoanodonta*. Флора конца гагарьеостровского времени по составу мало отличается от раннегагарьеостровской, но экологические отличия существенны. Лесные сообщества уступают главенствующую роль травянистым сообществам склонов, что в экологическом плане сближает эту флору со сменяющей её туончанско-раннедвурогинской флорой.

К л ю ч е в ы е с л о в а: вишкильский (северодвинский) век; гагарьеостровское время; древесная растительность; травянистая растительность склонов и низин; туончанско-раннедвурогинская флора.