

СОВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНО- ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Ф.Ф. Третьяков

*ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр. Ленина 39, г Якутск, 677980;
e-mail: tret'yakov_ff@mail.ru*

Поступила в редакцию 20 марта 2019 г.

Рассматриваются вопросы происхождения и тектонического строения Южно-Верхоянского синклинория. Предполагается, что в позднем палеозое Южно-Верхоянский прогиб унаследовал структуру Сетте-Дабанского рифтового грабена и подводной долиной располагался поперек Верхоянской пассивной окраины. Латеральные движения Охотского индентора в процессе орогенических событий позднего мезозоя привели к трансформации Южно-Верхоянского прогиба в одноименный синклинорий с двухярусным строением, нижний кливажированный ярус которого представляет собой рудовмещающий метаморфический слой.

Ключевые слова: рифтовый грабен, подводная долина, складчато-надвиговые структуры, кливаж, структурный ярус, метаморфический слой, Охотский индентор, Южно-Верхоянский синклинорий.

ВВЕДЕНИЕ

Верхоянский складчато-надвиговой пояс (ВСНП) вместе с Колымо-Омолонским супертеррейном (КОС) и Охотским массивом (ОМ) входит в состав Верхояно-Колымской складчатой системы (ВКСС) (рис. 1). Крупные тектонические элементы, слагающие ВСНП, как считают большинство исследователей, сложены монотонными терригенными отложениями верхоянского комплекса, которые в позднем мезозое испытали однообразные складчато-надвиговые дислокации [7, 16, 18, 21, 28]. Другие [25], учитывая тектонические последствия среднепалеозойского рифтогенеза, предполагают более сложное строение региона и накопление разнофациальных осадочных толщ верхоянского комплекса «на подвижном субплатформенном основании, в условиях дифференцированного линейного тектонического рельефа».

В самом деле, геологическая история территории ВСНП изучена недостаточно и содержит еще немало нерешенных вопросов по тектоническому строению и развитию разных его структурных элементов. Необходимым условием исследования территории ВКСС является также решение проблемы ископаемых структур среднепалеозойского рифтогенеза в основании ВСНП и их влияния на последующее формирование тектонического облика этой орогенной области в

позднем палеозое–мезозое, так как структуры предшествующих процессов рифтогенеза практически не исчезают бесследно [14].

Все эти вопросы рассматривались при подведении итогов геолого-структурных исследований территории Южно-Верхоянского синклинория (ЮВС), проведенных нами в последние два десятилетия, которые позволили иначе взглянуть на некоторые аспекты его строения и происхождения, при этом ни в коей мере не умаляя достоинств геолого-структурных материалов ранних исследований [5, 8, 20, 37].

Цель данной статьи – показать и обсудить выявленные неординарные черты тектонического строения и развития ЮВС в связи со становлением и формированием мезозойского юго-западного региона ВКСС. Некоторые суждения по этим вопросам в определенной мере отличаются от точек зрения, сложившихся в ранние периоды исследования рассматриваемого региона.

ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЮЖНО- ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Становлению ВСНП на востоке Северо-Азиатского кратона (САК) в среднем палеозое предшествовал процесс рифтогенеза. Впервые комплексы рифтового магматизма этого возраста были установлены в районе Южного Верхоянья, затем в Вилюйской про-

винции и Северном Верхоянье [12, 13]. Эти данные привели к идее объединения этих девонских рифтовых зон в единую систему и размещения ее вдоль восточного обрамления Сибирской платформы [3, 7, 17]. С обнаружением комплексов одновозрастного рифтового магматизма в пределах палеозойских блоков юго-западного края КОС возникло предположение о более широком распространении девонского рифтогенеза на востоке САК и сложной схеме размещения их зон под структурами ВСНП [6]. Последняя схема размещения погребенных девонских рифтов [34] была основана на структурной интерпретации расчлененного рельефа поверхности консолидированной коры ВСНП, соответствующей остаткам структурных элементов рифтового этажа двух ископаемых трехлучевых внутриконтинентальных палеорифтовых систем среднего палеозоя – Индигирской и Верхоянской (рис. 1).

Формирование ранней из них – Индигирской – началось в живетском веке и продолжилось во франкраннекаменноугольную эпоху с возникновением к западу от нее новообразованной смежной Верхоянской палеорифтовой системы [6, 34]. Именно с формированием и развитием [7, 16] Индигирской рифтовой системы произошла радикальная тектоническая перестройка восточной окраины Сибирского континента с откалыванием от нее палеозойских блоков хребта Черского вдоль Ольджо-Нерской рифтовой зоны (рис. 1), которая затем разрослась в рифтовый морской бассейн и далее в малый Оймяконский океан [16, 17].

Сетте-Дабанский рифтовый грабен, на этой схеме размещения среднепалеозойских рифтов [34], довольно уверенно определяется южной ветвью Индигирской системы, а не Верхоянской (рис. 1). Этот грабен глубоко проникал в пределы южной окраины САК почти до территории Алданского щита, отделяя обширную территорию Сибирского континента от структур среднепалеозойской Северо-Охотской активной окраины [17, 34]. В это время обособился крупный Охотский континентальный блок, ограниченный с запада и востока рифтовыми структурами, а с юга – конвергентной границей северо-западного обрамления Палеопацифики [19, 24]. Таким образом, с позднего девона до конца мезозоя Охотский мегаблок являлся одним из подвижных надсубдукционных геодинамических элементов Северо-Охотской активной континентальной окраины.

Одновременно с Оймяконским океаном в верхнем палеозое формируется Верхоянская пассивная континентальная окраина. В состав продольных тектонических элементов этой пассивной окраины традиционно включается и осадочный Южно-Верхоян-

ский прогиб (ЮВП). Однако в раннем карбоне этот прогиб унаследовал структуру Сетте-Дабанского рифтового грабена [12] и располагался не параллельно Верхоянской пассивной окраине, а поперек нее (рис. 1), прорезая все ее основные продольные элементы и соответствуя одной из поперечных структур материкового склона – крупной подводной долине (каньону), унаследовавшей рифтовый грабен.

Таким образом, ведущая роль в создании позднепалеозойско-мезозойской геодинамической обстановки и тектонических структур рассматриваемой территории ВКСС принадлежит не Верхоянской, а Индигирской палеорифтовой системе тройного сочленения. Тектоническая рама этой рифтовой системы определила возникновение Оймяконского малого палеоокеанического бассейна [16] и Верхоянской пассивной окраины с поперечной ему структурой ЮВП (подводной долины), устьевая часть которой, видимо, выходила к континентальному подножью западного обрамления Оймяконского малого океанического бассейна. В позднем мезозое на месте ЮВП был сформирован одноименный синклинорий долготного направления.

Южно-Верхоянский синклинорий в целом представляет собой юго-западную ветвь ВСНП и вклинивается между Сибирской платформой и Охотским мегаблоком (рис. 1). В южном направлении синклинорий сужается и замыкается. В широком северном окончании ЮВС, в зоне его торцового сочленения со складчатыми структурами центральной области ВСНП, тектонические элементы синклинория расходятся на западную Томпонскую и восточную Кюбюминскую складчатые ветви [5]. В процессе поздне-мезозойских орогенических событий, когда крупные осадочные бассейны Западного Верхоянья испытали складчатость, инверсию и превратились в антиклинории, осадочный прогиб Южного Верхоянья сохранился в виде синклинория.

Различия в строении складчатых тектонических структур Западного и Южного Верхоянья могут найти объяснение в разнонаправленных движениях двух главных складкообразующих инденторов ВКСС в процессе поздне-мезозойских аккреционно-коллизийных событий: Колымо-Омолонского индентора – в западном направлении, Охотского – в северном, с образованием дугообразных складчатых поясов, обрамляющих фронтальные выступы инденторов (рис. 1).

Впервые подобная идея возникла с целью объяснить формирование сложных поздне-мезозойских тектоно-магматических структур ВСНП в зоне взаимодействия Колымо-Омолонского и Охотского террейнов [23]. При этом складчатые зоны, обрамляю-

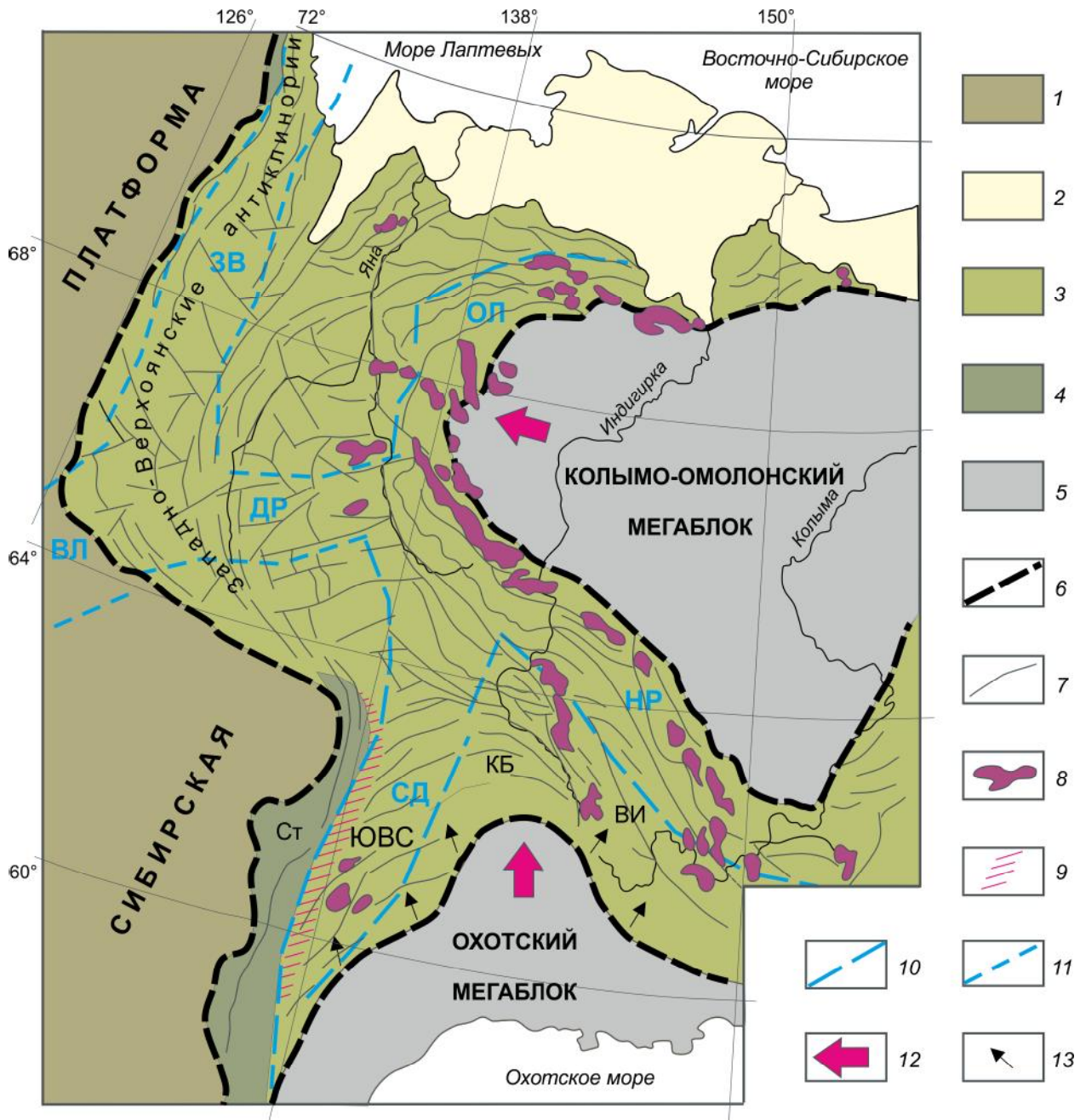


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой системы.

Геологические комплексы: 1 – Сибирской платформы, 2 – кайнозойские, 3 – каменноугольно-юрские, 4 – позднедокембрийско-девонские, 5 – Колымо-Омолонского и Охотского мегаблоков (инденторов); 6 – границы Верхоянского складчато-надвигового пояса; 7 – структурные линии складок и разрывов; 8 – позднемезозойские гранитоиды; 9 – выходы на поверхность пород черносланцевой толщи (кливажного структурного яруса, метаморфического слоя). Границы прогрессивных рифтовых систем: 10 – Индигирской; 11 – Верхоянской. 12 – направления движения Колымо-Омолонского и Охотского инденторов; 13 – направления действия внешних сил Охотского индентора. Буквенные обозначения: ЮВС – Южно-Верхоянский синклинорий; складчатые зоны: Ст – Сетте-Дабанская, КБ – Кюбюминская, ВИ – Верхне-Индигирская. Грабены рифтовых систем – Верхоянской: ЗВ – Западно-Верхоянский, ВЛ – Вилюйский, ДР – Дербекинский; Индигирской: ОЛ – Ольджойский, НР – Нерский, СД – Сетте-Дабанский.

щие Охотский террейн, были объединены в единый Южно-Верхоянский орогенный пояс.

Как было указано выше, Охотский континентальный мегаблок, созданный в результате девонского рифтогенеза, с позднего палеозоя до конца мезозоя существовал как подвижный надсубдукционный геодинамический элемент в области конвергентной северо-западной границы Палеотихоокеанской плиты [17, 27, 35]. Океанская литосфера, субдуцирующая в течение этого времени под Кони-Тайгоносую и Удско-Мургальскую магматические дуги [18, 27, 35], приводила в движение Охотский мегаблок (индентор), подталкивая его в северном направлении, в котором он смещался до полного прекращения процесса субдукции Палеотихоокеанской плиты в конце турона [2].

Наиболее активное раннее взаимодействие Охотского индентора с осадочными комплексами Южно-Верхоянского прогиба отмечено проявлением дислокационного метаморфизма начала позднеюрского времени [32]. В ходе основных позднемезозойских орогенических событий в конце раннего мела, связанных с аккрецией Удско-Мургальской дуги к активной окраине Сибирского континента [17, 27, 35], направления тектонических движений на осадочные породы ЮВП со стороны Охотского блока-индентора, который двигался на север, были не широтными фронтальными, а северо-западными косыми скользкими (рис. 1). Это, видимо, и обусловило синклинорную структуру осадочного прогиба, а также его нестандартное внутреннее строение, которое определяется северо-восточным простираем складчатых структур по отношению к долготному направлению самого синклинория, на что обращали внимание еще ранние исследователи этого региона [5, 9].

Латеральные тектонические движения и деформации Южно-Верхоянского региона прекратились с завершением субдукции Охотоморской плиты [2] и со становлением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, магматические комплексы которых запечатали не только границы подвижного Охотского индентора (мегаблока) с окружающими его складчатыми зонами, но и всю южную границу ВКСС.

ВНУТРЕННЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Осадочный разрез терригенного верхоянского комплекса ЮВС отличается от разрезов антиклинорных сооружений Западного Верхоянья и отчетливо разделяется на две половины – верхнюю и нижнюю [4, 15, 22] (рис. 2, а).

Нижняя половина осадочного разреза ЮВС состоит из черносланцевых отложений раннего кар-

бона–поздней перми и характеризуется как мощная (около 6 000 м) проксимальная турбидитовая толща, накопившаяся в результате сноса тонкообломочного материала со стороны низменной Сибирской суши [10, 15]. Выходы этих пород прослеживаются вдоль западного крыла ЮВС с юга на север относительно узкой, неровной полосой шириной в среднем первые десятки километров.

Верхняя половина терригенного разреза ЮВС из отложений поздней перми–ранней юры (6 500 м) соответствует типичному строению пород верхоянского комплекса ВСНП и состоит из песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами [15, 22], покрывающих центральную и восточную районы ЮВС, то есть большую часть его территории.

Черносланцевый разрез представлен чередованием толщ и пачек черных аргиллитов с серыми алевролитами и полностью доступен изучению на севере ЮВС вдоль автодороги «Колыма». Текстуры размыва и переотложения этих осадков подводными течениями, косая и градационная слоистость, разнообразные формы постседиментационных оползаний и складок отчетливо выражены в алевролитах, содержащих тонкие прослойки песчаников.

Наличие множества конседиментационных сбросов на разных уровнях черносланцевого разреза, вероятно, свидетельствуют о признаках обрушения осадков со склонов прогиба. Наиболее сложные дислокации выражены сериями мелкоамплитудных сбросов, которые располагаются в висячем боку листрических малых разрывов этого типа или наклонных поверхностей оползания осадков (рис. 3, а).

В других случаях плоскости конседиментационных сбросов в тонких слоях песчаников незаметны и «залечены» материалом этого же неконсолидированного слоя. Однако форма и тип разрывных дислокаций устанавливаются по рисунку сбросовых уступов в кровле и подошве данного деформированного слоя (рис. 3, б).

Развитие множества малых послонных конседиментационных сбросов и оползневых структур указывает на неспокойные условия накопления глинистых пород в ЮВП, представляющем собой подводную долину или, согласно другим исследователям, одну из крупных палеорек [7, 36]. Вдоль этой структуры проксимальные тонкообломочные осадки в позднем палеозое и выносились в область континентального подножья на западе Оймяконского малого океанского бассейна с формированием дистальных черносланцевых отложений.

Терригенный разрез верхоянского комплекса ЮВС, разделенный по литологическому составу на

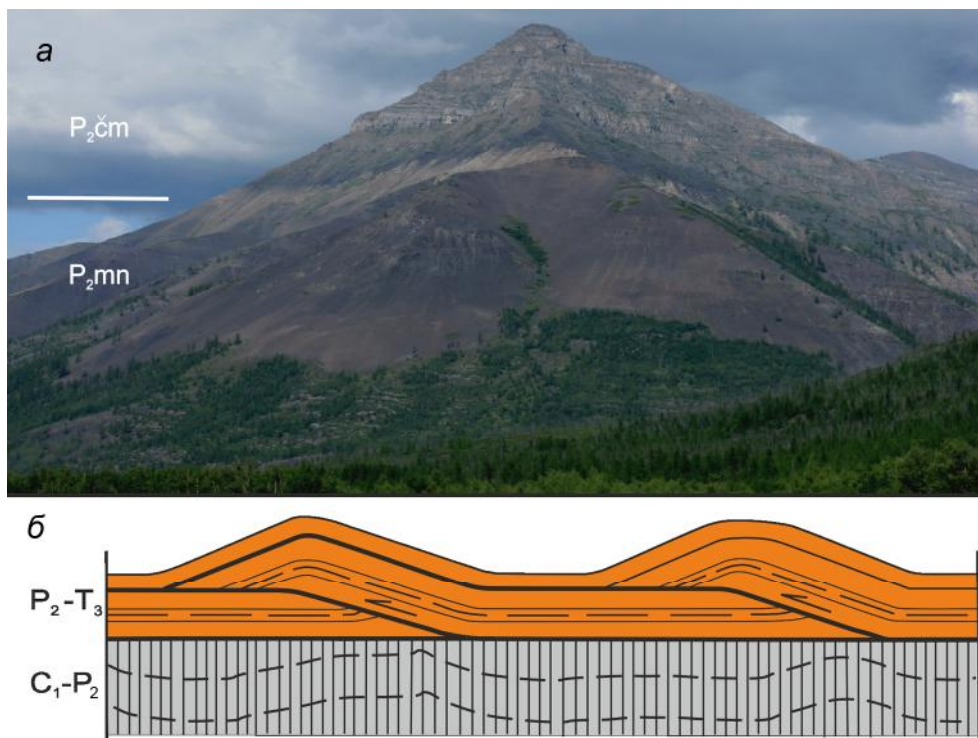


Рис. 2. Граница между черносланцевой (P_{2mn} – менкеченская свита) и песчаниковой (P_{2st} – чамбинская свита) толщами или нижним кливажным и верхним складчато-надвиговым структурными ярусами.

Север ЮВС; правобережье р. Восточная Хандыга, р. Сухая (а); модель структурных ярусов ЮВС: кливажный (C_1-P_2) и складчато-надвиговый (P_2-T_3) (б).



Рис. 3. Конседименационные сбросы в черносланцевых отложениях.

а – среднего карбона («Черный Прижим»), б – ранней перми (р. Элхуга).

две половины, определяет его двухъярусное тектоническое строение (рис. 2, б), где отложения каждого из структурных ярусов представлены особыми типами морфо-кинематических деформационных структур [31]. Более ранняя идея выделения трех структурных подъярусов (C_{2-3} , P_1 и P_2-T) [37] неудачна, так как

расчленяют толщи верхоянского комплекса лишь по определенным им возрастам.

Черносланцевые породы нижней половины разреза верхоянского комплекса ЮВС повсеместно пронизаны структурами сплошного кливажа и, соответственно, слагают нижний кливажный структурный

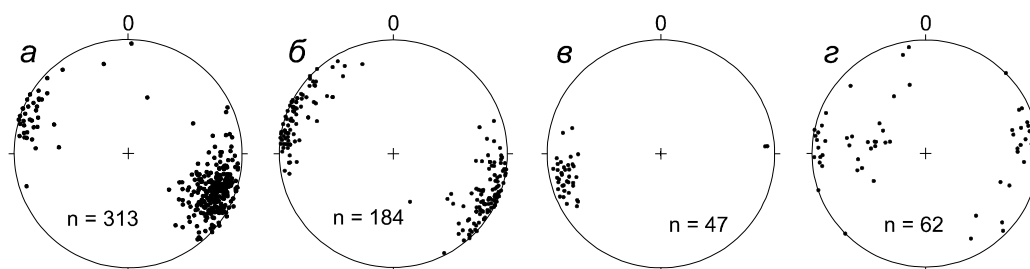


Рис. 4. Стереогаммы залеганий поверхностей кливажа S_1 и S_2 в каменноугольных-пермских черносланцевых отложениях.

В районе месторождений: *a* – Нежданинское, *б* – Лазурное; *в* – «Черный Прижим» (автотрасса «Колыма»); *г* – нижнее течение р. Кюрбелях. n – количество замеров. Полуса замеров кливажа выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полусферу.

ярус. Верхняя половина верхоянского комплекса, сложенная переслаиванием песчаников с алевролитами и аргиллитами, дислоцирована в складчато-надвиговые структуры и выделяется как верхний складчато-надвиговой структурный ярус. В то же время, деформационные структуры обоих ярусов объединяет образование их в течение одного раннего поздне-мезозойского надвигового этапа деформаций в три стадии [33].

Происхождение складчато-надвиговых структур первых двух стадий коррелируются с формированием кливажа двух стадий S_1 и S_2 или двукратным поздне-мезозойским дислокационным метаморфизмом [32]. Имеющие незначительное распространение структуры кливажа второго сдвигового этапа поздне-мезозойских деформаций здесь не рассматриваются.

Структуры кливажа первой стадии надвигового этапа деформаций S_1 , играющие главную роль в строении нижнего структурного яруса, представлены в основном формами высокой степени совершенства – сплошного, сланцевого [31]. В центральной зоне метаморфического пояса ЮВС они преобразованы в сланцеватость [1, 26].

Ориентировка кливажа S_1 и S_2 одинаковая – север-северо-восточная (рис. 4, *a*, *б*), но S_2 пересекает S_1 с углами наклона $50-80^\circ$ в ту или иную сторону (рис. 5, *a*). Некоторые изменения основных направлений кливажа происходят на севере на правом берегу р. Восточная Хандыга (рис. 4, *в*, *г*), где складчатые структуры ЮВС разветвляются в западном и восточном направлениях.

Практическое значение структур регионального кливажа S_1 и S_2 состоит в том, что их плоскости: 1) располагаются нормально к направлению максимального тангенциального сжатия, создавшего в позднем мезозое тектонические структуры обоих структурных ярусов, 2) показывают направление не широтного, а косо запад-северо-западного тектонического стрес-

са на осадочные отложения ЮВП со стороны Охотского мегаблока в позднем мезозое (рис. 1).

Разные формы малых складок F_1 , участвующие в строении кливажного яруса и связанные с деформациями продольного укорочения и смятия однородной глинистой толщи [11, 30], по своему происхождению относятся к складкам пассивного течения [38]. Складки второй стадии деформаций F_2 шириной первые сотни метров отличаются открытыми, ступенчатыми структурами [32], подобные формы более крупных складок выделяются при геологическом картировании. В верхних горизонтах кливажного яруса установлены пласты песчаников, нарушенные структурами кливажа S_1 и надвигами F_1 (рис. 5, *б*). Эти разрывы наглядно демонстрируют одновременный характер деформаций продольного укорочения и разрушение жесткого единичного слоя надвигами среди пластичной глинистой массы, расплющенной кливажем.

Формирование сланцевого кливажа на последних стадиях продольного укорочения глинистых толщ приводит к повышению прочности этих пород [30]. Вследствие этого спрессованные кливажем плиты алевролитов и аргиллитов в дальнейшем разрушаются как жесткие тела различными посткливажными разрывами и тектонической трещиноватостью. Среди них отчетливо выделяются надвиги третьей стадии F_3 надвигового этапа поздне-мезозойских деформаций [33]. Они пересекают структуры главного кливажа ровными плоскостями или зонами дробления, содержащими фрагменты разрушенных или смятых в мелкие складки кварцевых жил (рис. 6, *a*). Наконец, распространены множество неопределенных типов систем трещиноватости F_{3+n} (рис. 6, *б*), которые нередко приводят к обрушению обнажений и завалам обломками пород проезжей части автотрассы «Колыма».

Деформации пород верхнего структурного яруса ЮВС (поздняя пермь–ранняя юра) отличаются от

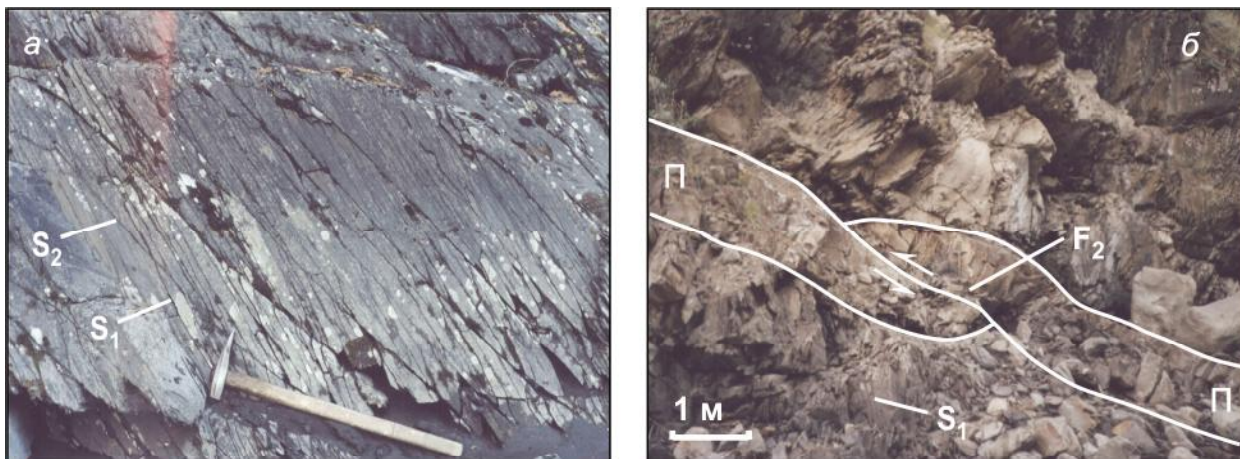


Рис. 5. Структуры первой и второй стадий надвигового этапа деформаций в черносланцевых отложениях (кливажный структурный ярус).

Пресечение кливажа первой S_1 и S_2 второй стадий надвиговых деформаций (р. Малые Кидерики) (а); надвиг F_2 в пласте песчаников (П), среди глинистых сланцев со сплошным кливажем S_1 (правобережье р. Элхуга, руч. Восход) (б).

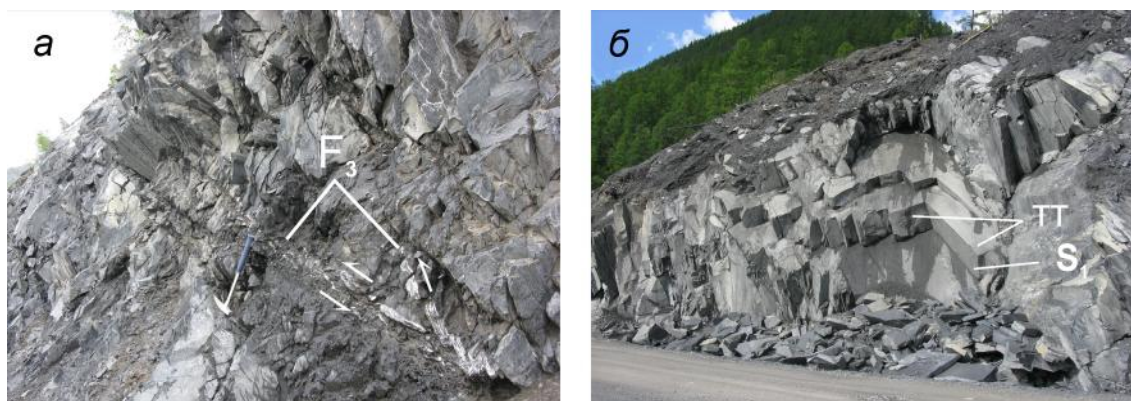


Рис. 6. Посткливажные разрывные нарушения в отложениях кливажного структурного яруса (автотрасса «Кольма»). Дробление пород и кварцевых жил в зоне надвига F_3 третьей стадии деформаций (а); разрушение тектонической трещиноватостью ТТ (F_{3+n}) спрессованных кливажем S_1 плит черных сланцев (б).

линейных складок Западно-Верхоянской зоны и по результатам ранних исследований были отнесены к пликативным структурам промежуточного типа [5, 8]. Однако по общему стилю эти дислокации близки к складчато-надвиговым, но образование надвигов предшественники связывали лишь с крупными продольными сдвигами, например, формирование надвигов и взбросов в форме «пальмового дерева» в зоне Бурхалинского сдвига [20]. Однако некоторые исследователи допускали, что немалую роль в строении ЮВС играют крупные базальные срывы и надвиги [29]. Другие отмечали, что тектоническое строение ЮВС определяется северо-восточным простиранием складок и осложняющих их надвигов северо-западной вергентности [9].

Наши исследования тектонических структур северной части ЮВС показали, что осадочные отложения верхней половины разреза верхоянского комплекса подвержены дислокациям, образованным в результате надвиговых движений. Было установлено широкое развитие послонных срывов и надвигов в ассоциации с разнообразными формами мелких складок, образующих складчато-надвиговый стиль дислокаций, и определены структурные формы всех трех стадий позднемезозойского надвигового этапа деформаций [33].

Однако до сих пор остаются практически не изученными складчато-надвиговые нарушения верхнего структурного яруса в центральной и южной частях территории ЮВС, где их существование несомненно.

Кроме того, интенсивность дислокаций складчато-надвигового типа явно нарастает с приближением к северо-западной границе Охотского мегаблока, где разные его элементы, в том числе блоки фундамента, активно взаимодействуют с терригенными породами верхоянского комплекса ЮВС в зоне слабо исследованного Билякчанского надвига северо-западной вергентности.

Метаморфический пояс Южного Верхоянья прослеживается вдоль западного борта ЮВС [1], а границы его распространения почти полностью совпадают с выходами на земную поверхность кливажированных и рассланцованных черносланцевых отложений верхнего палеозоя или породами кливажного структурного яруса. Рассматриваемые ниже вопросы происхождения и положения в пространстве метаморфизованных образований ЮВС основаны на материалах [25].

Прежде следует указать, что ориентировка зон постседиментационных преобразований черносланцевых отложений и структур регионального кливажа и сланцеватости [25, 31] имеют общее север-северо-восточное направление, косо к долготному расположению самого метаморфического пояса ЮВС.

Зоны метаморфизма биотитовой и ставролитовой фаций, окруженные полями черносланцевых пород, измененных в ступенях эпигенеза и метагенеза, приурочены к центральной зоне пояса [1, 25], где структуры кливажа трансформированы в сланцеватость, поверхности которой маркируются новообразованными пластинчатыми минералами – мусковитом, биотитом и ставролитом. Преобразование глинистых пород в низких и высоких ступенях метаморфизма и возникновение структур кливажа происходили одновременно и в процессе одного и того же механизма растворения вещества осадочных пород при латеральном давлении [27, 30]. Тесные связи формирования структур кливажа и сланцеватости с постседиментационными преобразованиями пород приводят к вполне логичному выводу, «что тектонические и метаморфические процессы орогенной стадии... происходили взаимосвязанно, постепенно и непрерывно» [27], то есть главным образом в течение позднемезозойского тектогенеза с неоднократным проявлением структур кливажа и дислокационного метаморфизма [31].

Определенный интерес вызывают неоднозначные представления исследователей о происхождении зон высокого метаморфизма [26]. Один из авторов придерживается традиционной точки зрения, что их формирование имело локальный характер и приурочены они к зонам скрытых глубинных разломов. Другой главную роль глубинных разломов видел в том,

что они являются лишь проводниками тепла, и полагал, что «зоны высокого метаморфизма погружаются под зоны метагенеза и эпигенеза» и «нет данных о том, насколько уходят эти зоны в глубину». И на этом основании И. М. Симанович приходит к предположению о региональном латеральном характере метаморфизма. Это предположение находится в полном соответствии с неоднократным развитием площадного регионального кливажа и сланцеватости ЮВС, их повсеместной север-северо-восточной ориентировкой, не совпадающей с узкой долготной полосой Южно-Верхоянского метаморфического пояса.

С этой точки зрения следует полагать, что «метаморфический пояс» западного крыла ЮВС, состоящий из структурно и метаморфически преобразованной черносланцевой толщи нижнего яруса, представляет собой полого дислоцированный «метаморфический слой», залегающий большей частью под чехлом песчаниковых отложений верхнего складчато-надвигового яруса (рис. 7).

Созданный в процессе позднемезозойских орогенических движений этот «метаморфический слой» в составе других деформированных пород верхоянского комплекса Южного Верхоянья был смят в синклинорную структуру. Его западное крыло было круто выведено на земную поверхность и эродировано, а долготная полоса выхода этих образований на дневную поверхность получила наименование «Южно-Верхоянского метаморфического пояса».

Кроме того, совместно с «метаморфическим слоем», видимо, скрыто немалое количество районов с потенциально высоким содержанием полезных ископаемых. Это предположение основано на том, что: 1) почти все золоторудные месторождения ЮВС располагаются главным образом среди кливажированных, метаморфизованных, черносланцевых отложений западного крыла ЮВС на всем его протяжении от района Юрско-Бриндакитского рудного узла на юге до Лазурного на севере и 2) наиболее крупные месторождения (Нежданинское, Верхнеменкеченское) рудовмещающей черносланцевой толщи кливажного яруса сформированы и располагаются под размытой «покрышкой» надрудных пород [32] складчато-надвигового яруса ЮВС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемые выше материалы и представления по тектоническому строению и развитию ЮВС показывают не только его недостаточную изученность как одного из крупных и значимых элементов ВСНП, но и предпринимают попытку раскрытия его роли в тектонической истории юго-западного региона ВКСС.

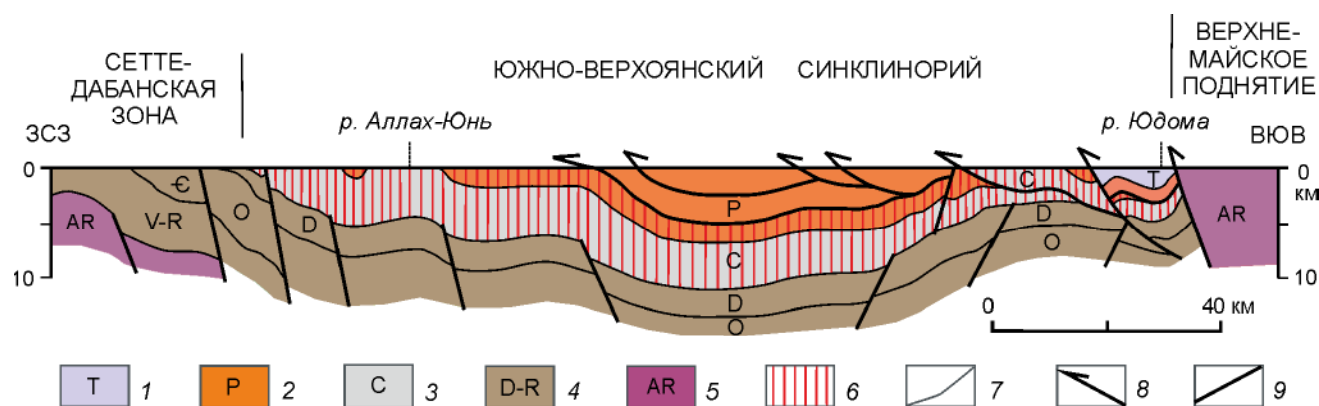


Рис. 7. Схематический структурно-геологический профиль через Южно-Верхоянский синклиналии.

Геологические комплексы: 1 – триасовые; 2 – пермские; 3 – каменноугольные; 4 – девонские – позднедокембрийские; 5 – архейские. 6 – кливажный структурный ярус («метаморфический слой»); 7 – геологические границы; 8 – надвиги; 9 – прочие разрывные нарушения.

Особые черты структуры ЮВС были заложены еще на ранних стадиях его развития, когда в позднем палеозое Сетте-Дабанский рифтовый грабен был унаследован ЮВП, который оказался прогибом, более сходным с подводной долиной, пересекающей поперек основные продольные элементы Верхоянской пассивной континентальной окраины. Формирование ЮВП в режиме пассивной континентальной окраины в течение позднего палеозоя–мезозоя завершилось накоплением контрастного разреза терригенных отложений верхоянского комплекса, нижняя половина которого – черносланцевая, проксимальная, а верхняя – песчаниковая.

Приобретенная в процессе осадконакопления вертикальная «полярность» строения терригенного разреза ЮВП кардинально повлияла на своеобразную структуру ЮВС в ходе позднемезозойских орогенических деформаций. Прежде всего, она обусловила его двухъярусное тектоническое строение, где нижний ярус представлен кливажными, а верхний – складчато-надвиговыми деформационными структурами, из которых постседиментационным динамометаморфическим преобразованиям в условиях регионального латерального тектонического сжатия пород в позднем мезозое подверглись главным образом черносланцевые отложения кливажного яруса. Это позволяет предполагать, что метаморфические образования не связаны напрямую своим происхождением с зоной глубинного разлома, а сформированы по толще интенсивно кливажированных черных сланцев и залегают в целом полого в виде «метаморфического слоя», большая часть которого плащеобразно перекрыта породами верхнего складчато-надвигового яруса (рис. 7).

На позднемезозойском этапе орогенических деформаций формирование тектонических структур ЮВС и других складчатых зон, обрамляющих Охотский надсубдукционный индентор (мегаблок) с севера и востока, происходило при движении этого индентора в северном направлении в результате субдукции под Северо-Азиатский континент Охотоморской плиты [2].

Предложенный сценарий тектонического развития ЮВС основан на обширных геолого-структурных материалах предшественников и полученных нами в процессе полевых наблюдений, которые приводятся в данной статье и в разной мере опубликованы ранее. Однако автор отдает себе отчет в том, что не все обсуждаемые здесь геологические аспекты ЮВС обоснованы, более или менее дискуссионны и требуют дальнейших исследований и решений.

Работа выполнена в рамках Проекта НИР ИГАБМ СО РАН № 0381-2019-0001, а также при частичной поддержке гранта РФФИ № 19-05-009 45.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним магматические образования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 269–274.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
3. Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Мокшанцев К.Б. Тектоника, формирование континентальной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 197–207.
4. Гурьев Г.А., Худoley А.К. Позднепалеозойская лавинная

- седиментация Южного Верхоянья // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 59–62.
5. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода // Наука, 1979. 208 с.
 6. Гусев Г.С., Гайдук В.В., Булгакова М.Д., Фрадкин Г.С., Брахфогель Ф.Ф. Среднепалеозойский (верхнегерцинский) мегакомплекс // Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. С. 89–117.
 7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
 8. Кирусенко Т.С. О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклинория // Тектоника Сибири. Т. IV. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 69–74.
 9. Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3–22.
 10. Константиновский А.А. Осадочные формации Верхоянского пояса и обстановки их накопления // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 65–86.
 11. Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника. 1976. № 2. С. 31–43.
 12. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // Докл. АН. 1974. Т. 219, № 3. С. 689–692.
 13. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Сов. геология. 1977. № 10. С. 59–75.
 14. Леонов Ю.Г. Некоторые тектонические и геодинамические аспекты развития осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. (Тр. ГИН РАН, Вып. 543). М.: Науч. мир, 2004. С. 60–79.
 15. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья / М.Д. Булгакова, А.В. Коробицын, В.П. Семенов, В.Ю. Ивенсен. Новосибирск: Наука, 1976. 134 с.
 16. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
 17. Парфенов Л.М. Тектоническая эволюция земной коры Якутии в контексте геодинамики севера Тихоокеанского обрамления и металлогенические пояса // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 499–512.
 18. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 19. Петрищевский А.М. К проблеме Охотского массива // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 1. С. 49–60.
 20. Прокопьев А.В. Кинематика позднемезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: Якутск. науч. центр СО АН СССР, 1989. 128 с.
 21. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 3–10.
 22. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезничко И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113–155.
 23. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Третьяков Ф.Ф., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В. Тектоника зон интерференции синхронных геодинамических событий (на примере взаимодействия окраины Северо-Азиатского кратона, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 119–123.
 24. Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кодратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 10. С. 1542–1563.
 25. Пущаровский Ю.М. Шельфы Евразии: типы, палеогеологические аспекты. // Докл. АН. 1993. Т. 330, № 4. С. 488–491.
 26. Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 103–115.
 27. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
 28. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 29. Ставцев А.Л. Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Верхоянья // Докл. РАН СССР. 1971. Т. 200, № 6. С. 1411–1414.
 30. Талицкий В.Г. Механизмы тектонических деформаций формирования парагенезов структурных форм // Введение в тектофизику / Отв. ред. Н.В. Короновский. М.: КДУ, 2005. С. 251–321.
 31. Третьяков Ф.Ф. Кливаж черносланцевых толщ и структурные ярусы Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отеч. геология. 2011. № 5. С. 28–32.
 32. Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В. Геодинамические критерии формирования тектонических структур района Нежданского золоторудного месторождения (Восточная Якутия) // Отеч. геология. 2014. № 5. С. 39–42.
 33. Третьяков Ф.Ф. Стадии надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области // Отеч. геология. 2015. № 5. С. 89–95.
 34. Третьяков Ф.Ф. Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отеч. геология. 2017. № 5. С. 116–122.
 35. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–897.
 36. Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и за-

- падной окраины Североамериканской платформ): Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. М., 2003. 35 с.
37. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. М.: Недра, 1990. 246 с.
38. Donath F.A., Parker R.B. Folds and folding // Geol. Soc. Amer. Bull. 1964. V. 75, N 1. P. 45–62.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой
после доработки 19.01.2021 г.
принята к печати 22.01.2021 г.

F.F. Tretyakov

Modern aspects of the tectonic pattern of the South Verkhoyansk sinclinorium

Problems of the origin and tectonic pattern of the South Verkhoyansk sinclinorium are discussed. It is suggested that in the Late Paleozoic the South Verkhoyansk basin inherited the structure of the Sette-Daban rift graben and, as a submarine valley, was positioned across the Verkhoyansk passive margin. Lateral motions of the Okhotsk indenter in course of Late Mesozoic orogenic events led to transformation of the South Verkhoyansk basin into the same name two-stage sinclinorium of which the lower cleavage stage represents as ore-bearing metamorphic layer.

***Key words:* rift graben, submarine valley, fault-and-thrust structure, cleavage, structural stage, metamorphic layer, Okhotsk indenter, South Verkhoyansk sinclinorium.**