

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА: ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ КОНТРОЛЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ) (часть первая)

© 2018 П.Л. Неволин, А.Н. Митрохин, В.П. Уткин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022;
e-mail: nevpeter@yandex.ru; stakhor@yandex.ru*

Излагается первая часть исследования по структурно-динамической корреляции меловой с СВ (50–60°) простираем складчатости, имевшей место на Сихотэ-Алине в эпоху тектономагматической активизации (с апта и до конца мела (?)), с тесно ассоциирующими с ней проявлениями золотосульфидного оруденения. В данной части работы рассмотрены типоморфные признаки указанной складчатости, которые свидетельствуют о том, что она сформировалась как складчатость общего смятия (при продольном изгибе с течением) в обстановке латерального синдвигового сокращения коры при левосторонней активизации ССВ (5–30°) разломов Сихотэ-Алиня под действием ССЗ (330–350°) сжатия.

Ключевые слова: синдвиговая складчатость, взбросы, надвиги, кливаж, левые сдвиги.

ВВЕДЕНИЕ

Роль складчатых деформаций (с простираем СВ 50–60°) эпохи меловой (апт-маастрихт (?)) тектономагматической активизации (далее — ЭТМА) в локализации золотого оруденения в Сихотэ-Алине (рис. 1, 2) остается слабо изученной. Не систематизирована и не проанализирована и сама указанная складчатость как самостоятельный объект/фактор в рамках исследований меловой (начиная с апта) тектоники очерченного региона. Напрямую эта линейная складчатость не рассматривалась, она изучалась только опосредованно в рамках тех или иных господствующих геотектонических парадигм (Геодинамика ..., 2006; Геология ..., 1969; Иванов, 1972; Уткин, 1980, 1989 и др.) как эффект взаимодействия других разного рода геодинамических факторов в зоне перехода континент — океан, в том числе тектонических плит разного масштаба, через сопряжение генетически (и кинематически) разнородных структур (главным образом разломных).

Между тем *прямое* изучение структурно-генетических (типоморфных) параметров складчатости как таковой и ее взаимодействия с окружающими более ранними комплексами в Южном и Западном Приморье позволило

установить (Неволин и др., 2008, 2014; Уткин и др., 2007 и др.) ее ключевую роль — как складчатости общего смятия или голоморфной по В.В. Белоусову (1948) — не только в позиционировании, но и в формировании инфраструктуры магматитов, участвовавших в паранегезе со складчатостью в процессе «континентализации» коры (Белоусов, 1975; Гоневчук и др., 2000; Ермаков, 1998; Корнев, 2012; Коссовская и др., 1988; Косыгин, 1983; Леонов, Леонов, 2002; Неволин и др., 2014 и др.). С такой схемой контроля в известной мере согласуются результаты изучения ассоциирующих с такого рода магматитами проявлений золотого и платинового оруденения (Неволин и др., 2008; Ханчук и др., 2011).

Рассматриваемая в настоящем сообщении структурно-динамическая корреляция СВ (50–60°) складчатых деформаций и рудно-магматических проявлений (на примере золотосульфидных Благодатненского ареала в Центральном Приморье (рис. 2) для ЭТМА, протекавшей, как известно (Геодинамика ..., 2006; Иванов, 1972; Неволин и др., 2014; Уткин, 1980, 1989 и др.)), в условиях сдвигового геодинамического режима под действием ССЗ (330–350°) сжатия, только подтверждает справедливость наработанных ранее методических приемов и критериев.

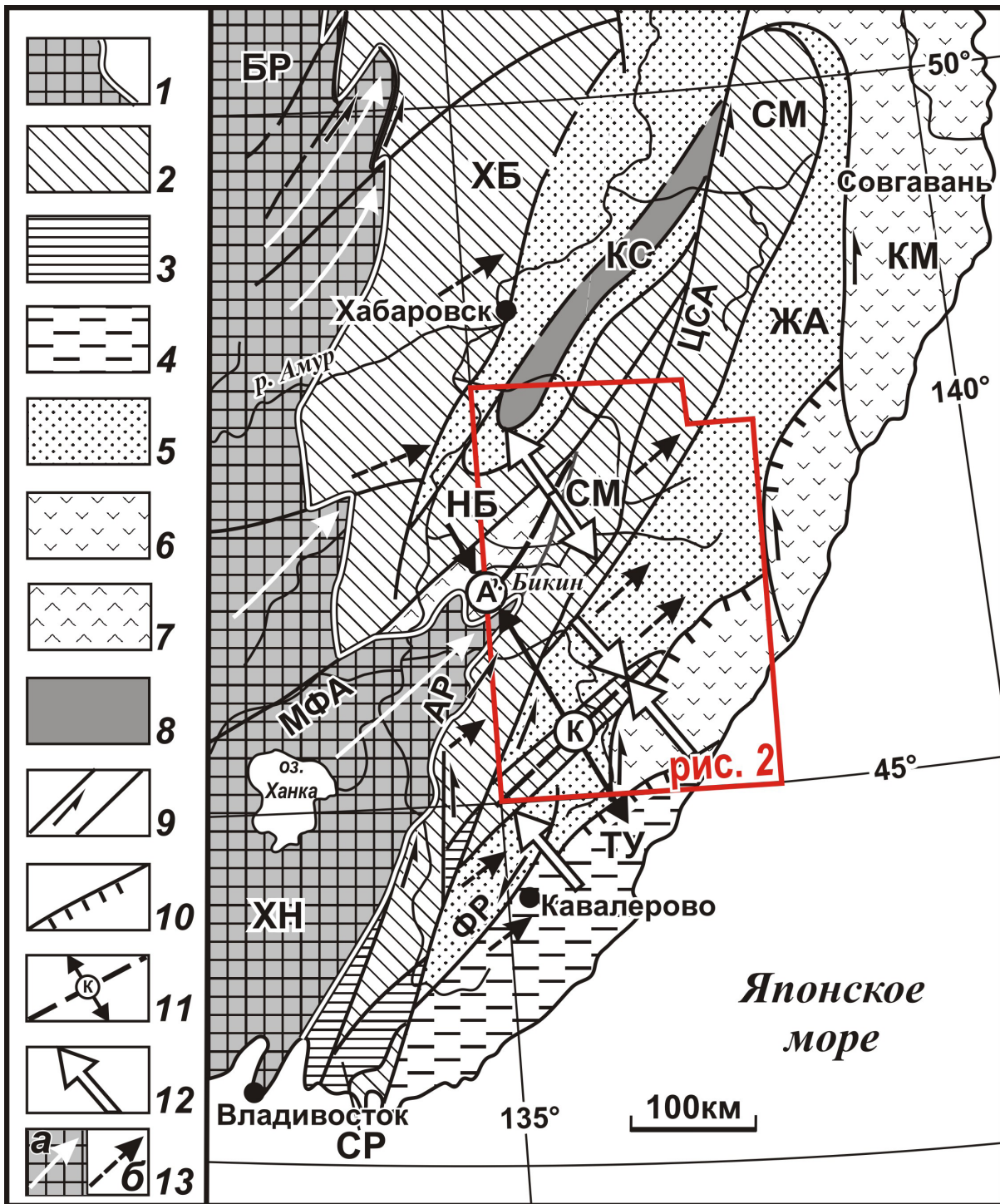


Рис. 1. Террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий (по (Геодинамика ..., 2006) с дополнениями): 1 — докембрийские-раннепалеозойские массивы и супертеррейны: БР — Буреинский, ХН — Ханкайский; 2 — фрагменты аккреционных призм: СМ — Самаркинский, НБ — Наданьхада-Бикинский, ХБ — Хабаровский, БД — Баджальский террейны; 3 — фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы: СР — Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна; 4–8 — раннемеловые террейны — фрагменты: 4 — неокомской аккреционной призмы; ТУ — Таухинский террейн, 5 — приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна: ЖА — Журавлевский террейн, 6 — баррем-альбской островодужной системы: КМ — Кемский террейн, 7 — Алчанская меловая впадина, 8 — альбской аккреционной призмы: КС — Киселевско-Маноминский террейн; 9 — левые сдвиги, в том числе: МФА — Мишань-Фушунский (Алчанский), АР — Арсеньевский, ЦСА — Центральный Сихотэ-Алинский, ФР — Фурмановский; 10 — надвиги; 11 — ось и крылья Колумбинского свода (К) и Алчанской синформы (А); 12 — соскладчатое движение масс; 13 — складки коробления: а — предполагаемые в блоках Ханкайского массива, б — установленные в мезозойских террейнах (из (Кемкин, 2006)).

Характеристике типоморфных признаков меловой складчатости эпохи тектономагматической активизации и контролируемых ею проявлений орогенного золота на примере Центрального Сихотэ-Алиня и посвящена настоящая работа.

РАЙОН, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы наших структурно-тектонических исследований по указанной выше проблематике получены при геологическом доизучении (ГДП-200) листов L-53-IX, L-53-XXII с привлечением данных по обрамляющим их листам L-53-XVI, XXIII, XXVII, XXVIII (Амельченко и др., 1987¹; Белянский, Углова, 2009²; Неволин, 2009³, 2016⁴; Сясько и др., 1984⁵ и др.) (рис. 1, 2).

Район исследований принадлежит преимущественно аккреционному Самаркиному и турбидитовому Журавлевскому террейнам (Геодинамика ..., 2006), разделенным Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1). По одной геодинамической концепции, формирование инфраструктуры обоих блоков — суть продукт

мезозойской сдвиговой тектоники (Уткин, 1980, 1989; Уткин и др. 2007 и др.). По второй (Геодинамика ..., 2006): 1-й из блоков есть продукт фронтальной юрской субдукции, а 2-й — трансформного (или скольжения пограничных плит) режима.

Базовым для рассматриваемых структурно-динамических построений явился структурно-парагенетический анализ в нашей региональной версии, дополняющей в разных аспектах и подходах уже существующие в этом направлении наработки (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1948; Геологоструктурные ..., 1982; Разломообразование ..., 1991; Расцветаев, 1985; Ребецкий, 2002; Уилсон, 1985; Шерман, Днепровский, 1991; Ярошевский, 1981; Continental ..., 1994; Twiss, Moores, 2006 и др.). Суть этой версии изложена в целом ряде наших работ и отчетов (Митрохин и др., 2014, 2015; Неволин, 2016; Неволин и др., 2008, 2014; Сорокин, 1976⁶, 1989⁷; Уткин, 1980, 1989; Уткин и др., 1986⁸, 1989⁹, 1991¹⁰, 2007 и др.).

Отсюда алгоритм для определения генотипа ЭТМА складчатости Центрального Сихотэ-Алиня оказался предельно очевидным:

1) полевые наблюдения и картографический анализ структурно-морфологических и динамо-кинематических свойств названной складчатости и элементов соскладчатого парагенеза, включая массовые замеры их ориентировок: слоистости, сланцеватости, кливажа, золотоносных динамозон; осевых поверхностей, зеркал, шарниров складок, разрывных дислокаций (поверхностей сместителей, штрихов и шарниров скольжения, типов разобщения маркирующих горизонтов и тел) и т. п.;

2) геолого-геометрический анализ (с элементами статистики и геодинамической кор-

¹ Амельченко Г.Л., Сутурин Н.Г., Найдено А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Бикин, Алчан, Улитка, Змеиная: Отчет Бикинского участка Восточной партии о результатах проведения групповой геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 в 1983–86 гг. Владивосток: ОАО Приморгеология, 1987. 612 с.

² Белянский Г.С., Углова Н. И., Рыбалко В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Малиновка, Журавлевка и Горная. Отчет по результатам работ по объекту «ГДП-200 листа L-53-XXVII (Малиновская площадь)» за 2009–2011 гг. Владивосток: ОАО Приморгеология, 2011. 516 с.

³ Неволин П.Л. Тектоника // Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Бира, Подхоронок, Улитка и нижн. течен. р. Бикин: Отчет о результатах работ по объекту: «Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа L-53-IX (Нижнебикинская площадь)» за 2006–2009 гг. / Найдено А.Н., Олейников А.В., Углова Н.И. и др. Владивосток: ОАО Приморгеология, 2009. С. 87–95.

⁴ Неволин П.Л. Тектоника // Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Б. Уссурка, Арму, Колумбе, Перевальная / Лызганов А.В., Кандауров А.Т., Михальченко Н.П. и др.: Отчет. Владивосток: ОАО Приморгеология, 2016. С. 187–211.

⁵ Сясько А.А., Соколовский И.О., Чететка В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Перевальной и Черемшанки. Отчет Полянской партии о геолого-съемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных на Перевальном участке в 1982–1984 гг. на лл. L-53-79-B-a,в, и L-53-91-A. Владивосток: ОАО Приморгеология, 1984. 399 с.

⁶ Сорокин Б.К. Методика работ // Иванов Б.А., Сорокин Б.К., Уткин В.П. и др. Региональная тектоника Дальнегорского рудного района: Отчет. Владивосток: ПГО Приморгеология, 1976. С. 31–61.

⁷ Сорокин Б.К. Методика работ // Уткин В.П., Сорокин Б.К., Митрохин А.Н. и др. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Придорожного месторождения: Отчет. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. С. 8–34.

⁸ Уткин В.П., Неволин П.Л., Сорокин Б.К. и др. Геодинамические условия формирования структуры Солнечного месторождения: Отчет. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1986. 212 с.

⁹ Уткин В.П., Сорокин Б.К., Митрохин А.Н. и др. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Придорожного месторождения: Отчет. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. 234 с.

¹⁰ Уткин В.П., Сорокин Б.К., Касаткин С.А. и др. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Придорожного месторождения: Отчет. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 138 с.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

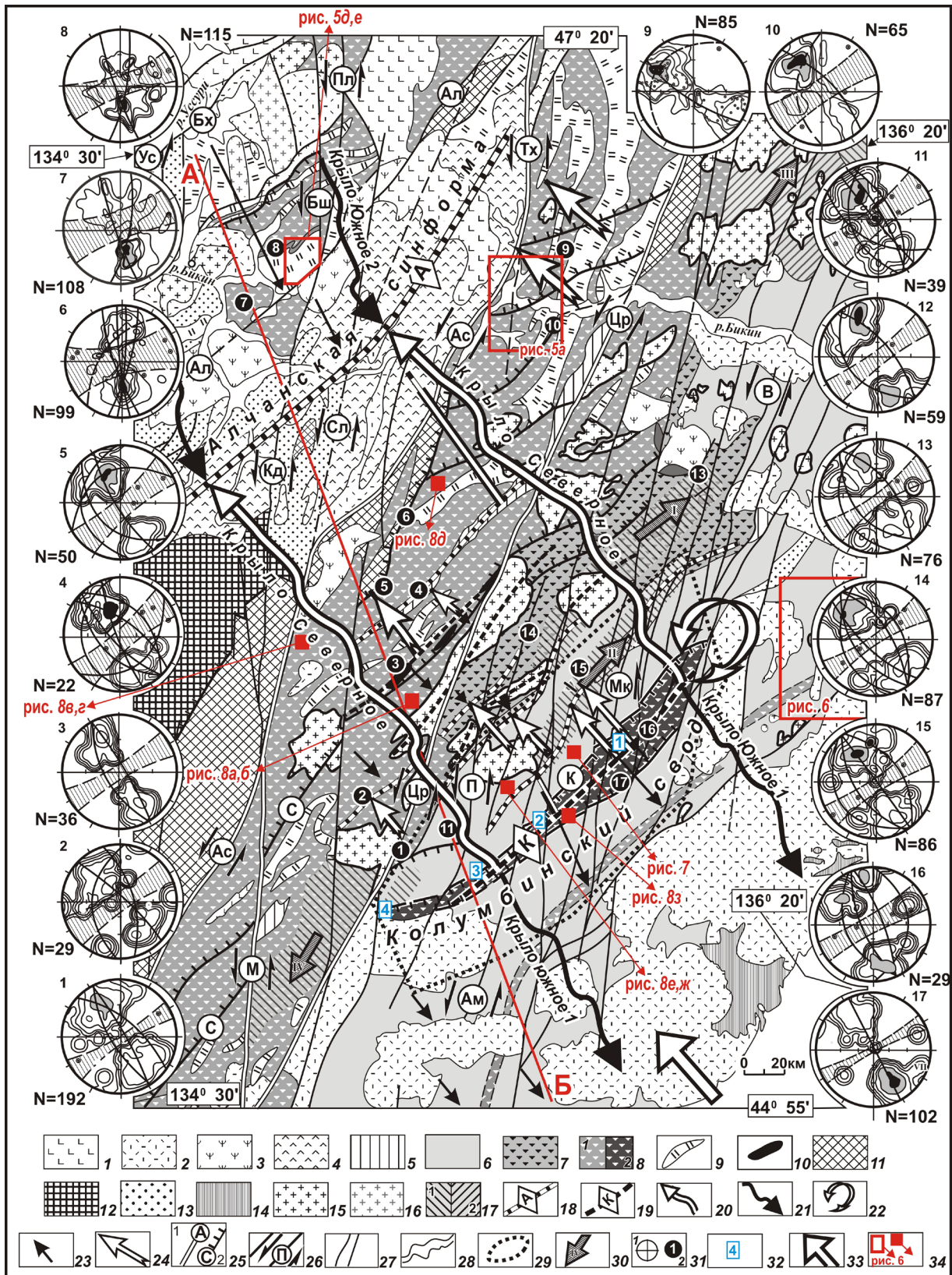


Рис. 2. Структурно-геодинамическая схема складчато-разрывного пост-позднеальского ансамбля (эпохи тектономагматической активизации) Центрального Сихотэ-Алия. Составлено по материалам геокартирования (Голозубов, 2006; Неволин, 2016) и тектонических схем (Уткин, 1980, 1989): 1–8 — стратифицированные образования: 1 — базальты (Q), 2 — вулканогенные (K–Pg), 3 — угленосные Нижнебикинской впадины (Pg), 4 — вулканогенные и вулcano-терригенные Алчанской впадины (K₂), 5 — молассоидные наложенных впадин (K_{1al2-3}), 6–8 — флишoidы: 6 — алеврит-песчаниковые (K_{1g-a}), 7 — глинистые микститоподобные (K_{1b-v}), 8 — кремнистые микститовые: J₂₋₃ (1), J₃ (2), 9–10 — олистоплаки (?): 9 — кремней (T), 10 — известняков (P); 11 — континентальные отложения (P); 12 — кристаллические метаморфиты (RF) типа Хан-

кайского массива; 13 — отложения нерасчлененные континентальные (Т-Ж); 14–16 — гранитные интрузивы: 14 — Рg, 15 — К₁₋₂, 16 — J₃(?); 17 — ореолы контактово-метаморфических и метасоматических изменений пород субстрата: роговиков и ороговикования (1), пропилитов и пропилитизации (2); 18–19 — оси складчатых мегаформ: 18 — Алчанской синформы (А), 19 — Колумбинского свода (К); 20–21 — направление падения крыльев складчатых мегаформ (= 1-го порядка) от их осей: 20 — к северо-западу, 21 — к юго-востоку; 22 — омегаобразное ядро Колумбинского свода; 23–24 — направление падения крыльев складчатых форм 2-го порядка: 23 — к юго-востоку, 24 — к северо-западу (длина каждой стрелки (по направлению к ее указателю) прямо пропорциональна горизонтальному проложению мощности непрерывного наращивания отложений по их разрезу); 25 — разломы: региональные левые сдвиги (= 1-го порядка) (1): Цр — Центральный Сихотэ-Алинский, М — Меридиональный, Ас — Арсеньевский, Тх — Тахалинский, надвиги (2): С — Самаркинский, К — Кулешовский; 26 — сдвиги 2-го порядка: Ус — Уссурийский, Бх — Бирско-Хорский, Ал — Алчанский, Кд — Кедрач, Бш — реки Бешеной, Пл — Польшаевский, Сл — Силаншанский, П — Приисковский, Ам — , Мк — Микулинский, В — Восточный; 27 — сдвиги 2–3-го порядков; 28 — долина р. Бикин; 29 — контур Благодатненского золотоносного ареала; 30 — направление погружения криптобатолитов: I — Приморского, II — Сихотэ-Алинского, III — Бикинского; 31 — диаграммы ориентировки полюсов поверхностей напластования (сетка Г.Ф. Вульфа, верхняя полусфера) (1) и характеризующие ими локальные точки замеров элементов залегания слоистости (2) (составлены, исходя из размерности выборок 1 замер/50 м, что соизмеримо с масштабом геологической съемки 1:50000); 32 — участки Au рудопроявлений/месторождений: Глухое-Встречное (1), Мельничное (2), Благодатненское (3), Малиновское (4); 33 — направление регионального сжатия; 34 — контуры и местоположения рисунков, приведенных в тексте (линия разреза АБ — см. рис. 3).

реляции¹¹) массовых замеров ориентировок складчатых (и других, включая наложенные) компонентов с сопоставлением его итогов с полевыми наблюдениями за пространственно-возрастным поведением этих компонентов в природных и искусственных обнажениях, равно как с данными (перечислены выше, включая самые последние) геокартирования по структурно-стратиграфической корреляции литологических разностей толщ, слагающих крылья ЭТМА складчатых структур;

3) соотнесение полученного и проанализированного нами фактического (включая фондовый и архивный) материала по типоморфизму нашей СВ (50–60°) ЭТМА складчатости с теоретическими критериями, которые были разработаны изначально В.В. Белоусовым (1948) для разных генотипов складчатости. Заслуживая и основополагающими достижениями его же школы (Белоусов и др., 1988; Гончаров, 1989, 1996; Гончаров и др., 1995, 2005; Шолпо, 1978; Яковлев, 2015 и др.) следует считать полученные ею к настоящему времени результаты детального, углубленного и систематического изучения (в разных аспектах) типоморфных и генетических черт развития складчатости и ее типизации, с упором как раз на анализ характера формирования складчатости общего смятия. Именно эти достижения и позволили нам в должной мере восполнить актуальные лакуны в типоморфных характеристиках региональной СВ (50–60°) ЭТМА линейной складчатости Центрального Сихотэ-Алиня, что показано в данной (первой) части нашего исследования.

¹¹ Отметим сразу, что в нашем исследовании используется европейская индексация осей напряжений: σ_1 — сжатия, σ_2 — промежуточная, σ_3 — растяжения.

На тех же по сути самых структурно-динамических подходах и принципах мы рассмотрели и типоморфные признаки (в понимании Ю.Г. Сафонова (2010)) золотых и золотоносных проявлений Благодатненского ареала (Кандауров и др., 1989¹²; Родионов и др., 2010¹³; Шелехов и др., 1992¹⁴; Эйриш, 2003 и др.), что будет проиллюстрировано следующей (второй) частью нашего исследования. Там же (в конце второй части) будут еще даны обсуждение итогов данного исследования в целом и конкретные выводы по его металлогенической части.

ТИПОМОРФНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Главные структурно-тектонические элементы эпохи меловой тектономагматической активизации в Центральном Сихотэ-Алине (рис. 1–2) представлены: Алчанским синклинальным и Колумбинским антиклинальным

¹² Кандауров А.Т., Шелехов А.Е., Савчук А.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Лесовозной, Пионерки, Бол. Северной. Отчет Благодатненской партии о результатах съемки масштаба 1:50 000 с общими поисками в пределах трапеций L-53-92-A, Б за 1985–1988 гг. (участок Благодатненский). Владивосток: ПГО Приморгеология, 1989. 233 с.

¹³ Родионов А.Н., Каштаев Б.И., Шелехов А.Е. и др. Поисковые работы по оценке ресурсного потенциала золота Благодатненской перспективной площади: отчет Благодатненской партии за 2007–2010 гг. Владивосток: ОАО Приморгеология, 2010. 206 с.

¹⁴ Шелехов А.Е., Ячменев В.В., Лизунов И.А. и др. Результаты поисковых работ на золото на участке Глухом. Отчет Антоновской партии за 1989–1992 гг. Владивосток: ПГО Приморгеология, 1992. 639 с.

складчатых сооружениями СВ (50–60°) простираются, крылья и замки которых сложены эпиконтинентальными и прибрежно-морскими апт-альбскими терригенными (в основном флишсоидными) и апт-маастрихтскими вулканогенно-осадочными (ядро Алчана) отложениями, залегающими несогласно на доаптском (от докембрия до баррема) основании; а также ССВ (5–30°) разломами Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов в сочетании с резко подчиненными им системами разрывов СЗ (правые и левые сдвиги, сбросы, раздвиги), северо-восточного и субширотного (преимущественно надвиги и взбросы) простираются. Все эти элементы образуют теснейший парагенезис, сформировавшийся в условиях сдвигового геодинамического режима в обстановке ССЗ (340–350°) латерального сжатия. В данных условиях стратифицированные образования были прорваны разномасштабными (вплоть до батолитоподобных) интрузиями поздне меловых гранитоидов татибинского и синанчинского комплексов с оруденением разного состава (Sn, W, Au и др.) и генезиса, включая золоторудные проявления Благодатненского ареала.

Опорными элементами архитектуры рассматриваемых нами ЭТМА складчатых деформаций в Центральном Сихотэ-Алине (рис. 1–3) являются две сложно построенные складчатые мегаформы: Колумбинский свод и сопряженная с ним (к СЗ от свода) Алчанская синформа. Анализ массовых ориентировок слоистости (Неволин, 2016), включая статистический (рис. 2, диаграммы 1–17; рис. 3), показал, что их смежное крыло (далее — Северное) падает на СЗ (под средними углами 15–20°) при его ширине ≈ 150 км. Для противоположных (со средним ЮВ 25–35° падением) крыльев обеих мегаформ (далее — Южного 1 и Южного 2), выходящих (рис. 2, 3) за район наших исследований (в Таухинский и Нижнебикинский террейны соответственно), ширины составляют ≈ 70 –100 км.

Благодатненский золотоносный ареал (с месторождениями Малиновым, Благодатным, Мельничным, Глухим и др.) всецело приурочен к замково-осевой части СВ (50–60°) Колумбинского мегасвода.

Свод совместно с Алчанской мегасинформой (вмещающей апт-маастрихтские отложения

одноименного вулканогенно-осадочного бассейна) своими крыльями охватывает весь спектр ЭТМА СВ (50–60°) складчатых деформаций Центрального Сихотэ-Алиня, наложившихся на образования Самаркинского, Нижнебикинского (J_{2-3}), Таухинского микститовых (T_3-K_1) и Журавлевского турбидитового (K_1) террейнов (рис. 1–3).

Ритмика самой этой СВ простирающихся складчатости при равном (конгруэнтном) проявлении и анти-, и синформ показывает наличие (с учетом мегаформ) как минимум 8 порядков сингенетических складок. Мегаформы представляют собой 1-й порядок складок (с их шириной в 220–250 км). Ширина складок 2–8-го порядков, осложняющих крылья мегаформ, варьирует средне в пределах от 62.5 до 8×10^{-4} км. Отсюда соотношение 1-го → 8-го порядков складок по ширине (при отношении последующий/предыдущий порядок) составляет 1:0.278:0.32:0.0925:0.0676:0.14:0.234:0.195.

Сингенетичность складок 1–8-го порядков можно обосновать значительной степенью упорядоченности всех элементов структуры разного масштаба — простирающимися осями и крыльями складок, наклонами осевых поверхностей, ориентировкой шарниров складок. Все эти складки подобные, линейные, с выдержанным на всем их протяжении простирающимся их осей и крыльев на (в среднем) СВ 50–60° при слабонаклонном положении осевых поверхностей (с падением либо на СЗ 80–85° (наиболее выражено), либо на ЮВ 85–90°) и субгоризонтальной ориентации шарниров.

Независимо от порядка складок, им присуща в целом четко выраженная асимметричность, вплоть до их опрокинутости: при относительно малой изменчивости мощности компетентных слоев в складках (во всяком случае, постседиментационных) их крылья имеют, как правило, разную длину: висячие крылья оказываются длиннее смежных (в том числе подвернутых) с соотношением длинное/короткое в диапазоне 1.43–2.08 (средне 1.72–1.76). При этом общий характер выклинивания толщ, слагающих замки конседиментационных синклиналей (молассоидов холминской свиты (рис. 2, знак 5) или тех же вулканитов Алчана (рис. 2, 3) вполне вписывается в указанную асимметричную конфигурацию этих структур. Асимметрия складок проявляется

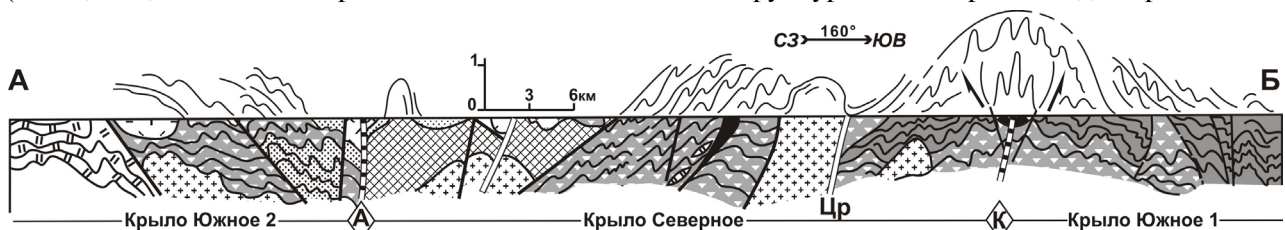


Рис. 3. Стиль складчатости Центрального Сихотэ-Алиня для форм 1-го и 2-го порядков в разрезе (по линии А–Б, рис. 2). Условные обозначения см. на рис. 2.

также и в угловых соотношениях: крылья с СЗ падением заметно (на 10–25°) положе крыльев с ЮВ падением.

А вот где четко проявляется ранговость северо-восточной складчатости, так это в степени сжатости складок. Ее увеличение более или менее четко прослеживается по мере уменьшения размеров складок (по крайней мере до 6-го порядка включительно) и выкручивания их крыльев и отражает практически весь диапазон выделяемых по углу между крыльями (далее — φ или φ' : где φ и φ' — углы складок n -го порядка на крыльях СЗ и ЮВ падения соответственно складок $n-1$ порядка (зеркала складчатости)) типов складок (по А.Б. Кирмасову (2011): пологие (складки 1-го порядка, $\varphi' = 130-140^\circ$), открытые (2-го порядка с $\varphi = 100-110^\circ$, $\varphi' = 80-90^\circ$; 3-го порядка с $\varphi = 70-80^\circ$), закрытые (3-го порядка с $\varphi' = 50-60^\circ$; 4-го порядка $\varphi = 40-50^\circ$), сжатые (4-го порядка $\varphi' = 20-30^\circ$; 5-го порядка с $\varphi = 10-20^\circ$), изоклинные и веерообразные (5-го порядка с $\varphi' = -10-0^\circ$; 6-го порядка с $\varphi = -10 - -20^\circ$, $\varphi' = -30 - -40^\circ$). Выбиваются из этого тренда только совсем мелкие закрытые и открытые складки 7-го ($\varphi = 40-50^\circ$, $\varphi' = 60-70^\circ$) и 8-го порядков ($\varphi = 70-80^\circ$, $\varphi' = 90-100^\circ$), что тем не менее явно связано с особенностями развития деформаций в маломощных (0.05–5 м) тонкослоистых пачках на крыльях изоклинных и веерообразных складок.

Рост крутизны крыльев складок (вплоть до их опрокидывания) от n (зеркало складчатости) к $n+1$ порядку не зависит от их длины и происходит практически с равным шагом в 15–20°, при том что крылья складок 1-го порядка имеют среднее падение на СЗ 15–20° и на ЮВ 25–35°.

Еще одной особенностью иерархической соподчиненности складок является их организация по типу складок волочения (Z или S), когда складки n -го порядка встречно опрокидываются, образуя на крыльях складок $n-1$ порядка по отношению к их замкам конвергентный рисунок. При этом на крыльях СЗ падения имеют место Z-складки с падением осевых поверхностей на СЗ 80–85°, а на более крутых крыльях ЮВ падения — S-складки с падением осевых поверхностей на ЮВ 85–90°. От более крупных форм к мелким этот рисунок неизменно повторяется, только Z- и S-складки становятся, как правило, все более остроугольными. Только в связи с этим стоит упомянуть о редко фиксируемых складках симметричных (M-складках), осложнение которыми замков главных складок подразумевается (наряду с Z- и S-складками в крыльях) и конвергентным рисунком дополнительной складчатости (Кирмасов, 2011), и выявляемыми формами замков наших складок, варьирующими от (по П.Дж. Хаддлстону

(Huddleston, 1973)) полуэллиптических через параболические к синусоидальным.

Итак, перечисленные общие особенности СВ простираения складчатости Центрального Сихотэ-Алиня, в той или иной мере отраженные на рис. 2–4, позволяют уверенно констатировать, что она действительно отвечает классическим (Белюсов, 1948) атрибутам полной (гоморфной) складчатости, а если точнее (Гзовский, 1975; Кирмасов, 2011; Талицкий, 1992; Яковлев, 2015 и др.), складчатости продольного изгиба с течением и общего смятия, с формированием при СЗ латеральном сжатии.

Наиболее наглядно эти особенности фиксируется картографически: складчатыми формами 1–2-го порядков (рис. 1–4). При общей ЮВ вергентности региональной складчатости в форме складок 1-го порядка (при падении их осевых поверхностей на СЗ 80–85° с падением их длинных крыльев на СЗ 15–20° и более коротких и крутых крыльев на ЮВ 25–35°) складки следующего, 2-го порядка имеют характер построения относительно их крыльев по типу Z- и S-складок (конвергентный).

Для 2-го порядка складок ($W_{cp} \approx 62.5$ км: где W_{cp} — средняя ширина складок, α — угол падения крыла складки), осложняющих крылья мегаформ, их Z- и S-асимметричность картографически выражается прежде всего в величинах горизонтального проложения смежных крыльев этих складок (рис. 2, стрелки) при более крутых углах падения их крыльев α (на СЗ 25–60° и на ЮВ 35–50°) относительно зеркала складчатости, образуемого складками 1-го порядка.

Так, на Северном крыле СЗ (с $\alpha \approx 25-35^\circ$) падения крыла складок 2-го порядка (висячие) и длиннее, и положе крыльев, падающих на ЮВ ($\alpha \approx 40-50^\circ$) (подвернутых). Так что, осевые поверхности складок 2-го порядка падают тут на СЗ 80–85°, или, иначе, имеют ЮВ вергенцию (в целом — Z-складки). Тогда как в противоположащих (Южных 1 и 2) крыльях асимметрия складок 2-го порядка оказывается в целом обратной (зеркальной), с СЗ вергенцией (S-складки с $\alpha \approx$ ЮВ 50–60° (висячих) и на СЗ 35–45° (подвернутых) и падением осевых поверхностей на ЮВ 85–90°). То есть, опрокидывание складок 2-го порядка ориентируется по восстанию/падению крыльев мегаформ 1-го порядка, или, по-другому, оно конвергентно к замкам соответственно анти- и синформ 1-го порядка (рис. 2–4).

Та же самая ситуация для складок 2-го порядка повторяется в общих чертах и в статистических соотношениях максимумов плотности полюсов слоистости на диаграммах (рис. 2, диаграммы 1–17). Для крыла Северного (рис. 2, диаграммы 1–5, 9–15) самые устойчивые максимумы полюсов слоистости лежат в СЗ румбах



Рис. 4. Принципиальная схема соотношения соскладчатых пликативных и дизъюнктивных форм 1–4-го порядков в апт-маастрихтском соскладчато-разрывном ансамбле Центрального Сихотэ-Алиня.

(отвечающих висячим крыльям складок), и при этом им присущи менее крутые α (на $15\text{--}25^\circ$), чем для угнетенных максимумов полюсов с ЮВ румбами падения (отвечающих подвернутым крыльям складок). Для Южных же крыльев (1 и 2) (рис. 2, диаграммы 6–8, 17) ситуация обратная. Это (конвергентность дополнительных складок с формированием Z-складок на висячих и S-складок на подвернутых крыльях зеркала складчатости) фиксируется раз за разом (от складок n -го к $n+1$ порядку) и картографически, и в локальных обнажениях на любых произвольно взятых участках исследованной площади (рис. 5–6).

Те же разрезы, что идут почти вкост Северного крыла Алчанской мегасинформы (сопряженной, напомним, с Колумбинским мегасводом), вдоль бортов р. Бикин и ее притоков Сагды-Биоса (рис. 5а–в), однозначно указывают на общее ЮВ опрокидывание складок 2–4 порядков к замку мегасвода. Аналогичное мы видим (но уже в зеркальном отражении) и на противоположащем крыле Алчанской мегасинформы (Южном 2) (рис. 2, 5д). Вергенция складок 2–4 порядков тут — уже северо-западная (идущая вдоль Южного крыла 2 к замку/своду следующей, сопряженной с Алчаном, мегаантиформы (она нами не рассматривается, поскольку находится вне района нашего исследования), соизмеримой и одновозрастной с Колумбинским сводом). Другими словами, это указывает опять же на доминирующее движение масс как восходящее для аллохтонов (взбросо-надвиговое) от замка Алчанской мегасинформы к замкам сводов. То же самое присуще и дочерним складкам 2–4 порядков крыла Южного 1 Колумбинского свода, что хорошо видно по участку бассейна р. Кемы (рис. 6). Понятно, что в данном контексте (рис. 5а–г) складки 2-го порядка закономерно конвергентно осложняются складками 3-го порядка ($W_{cp} \approx 20$ км, $\alpha \approx: C3\ 55\text{--}70$, ЮВ $45\text{--}80^\circ$),

а последние — 4-го порядка ($W_{cp} \approx 1.85$ км, $\alpha \approx: C3\ 65\text{--}75^\circ$, ЮВ $75\text{--}90^\circ$) при сугубо стабильном положении осевых поверхностей Z- и S-складок — $C3\ 80\text{--}85^\circ$ и ЮВ $85\text{--}90^\circ$ соответственно.

Та же тенденция (Амельченко и др., 1987; Неволин, 2016) конвергентной асимметрии здесь сохраняется и для дополнительных складок еще более высоких порядков (рис. 5в, 5г, 6б, 7, 8).

Так, по взаимоотношениям складок 5–8-го порядков, которые видны только в обнажениях и в образцах (рис. 5в, 5г, 6б, 7, 8), между собой и с ассоциирующими с ними дислокациями фиксируется тот же самый характер иерархических и парагенетических сочетаний соскладчатых структур (включая разрывные), как и для более крупных их аналогов, который в принципе присущ обстановке $C3$ ($330\text{--}350^\circ$) латерального сжатия. Причем данный тип соорганизованности складок 5–8-го порядков (рис. 5в, 5г, 6б, 7, 8) состоит в очень тесном сочетании с набором систем субпослойных (и не только) надвиговых дислокаций. Сюда же входят и взбросовые дислокации, которые, будучи сопряженными с послонными надвигами, оставались (в сущности, всегда) подобными кливажу (трещинам сплющивания). Весь этот ансамбль соскладчатых структур можно, на наш взгляд, рассматривать и структурно, и динамически как своего рода природную модель формирования и развития более крупных складчатых форм в условиях горизонтального сжатия, исходя из принципа структурного подобия (Ажгирей, 1956; Амельченко и др., 1987; Гинтов, Исай, 1988 и др.).

При этом в рассматриваемом нами ряду сингенетических складок складки 5-го ($W_{cp} \approx 125$ м, $\alpha \approx: C3\ 65\text{--}85^\circ$, ЮВ $85\text{--}90^\circ$), 6-го ($W_{cp} \approx 17.5$ м, $\alpha \approx: C3\ 45\text{--}65^\circ$, ЮВ $75\text{--}85^\circ$) порядков, как уже говорилось, закономерно отвечают в целом наиболее развитым формам пликативных деформаций (тесносжатым, изоклиналим, веерообразным

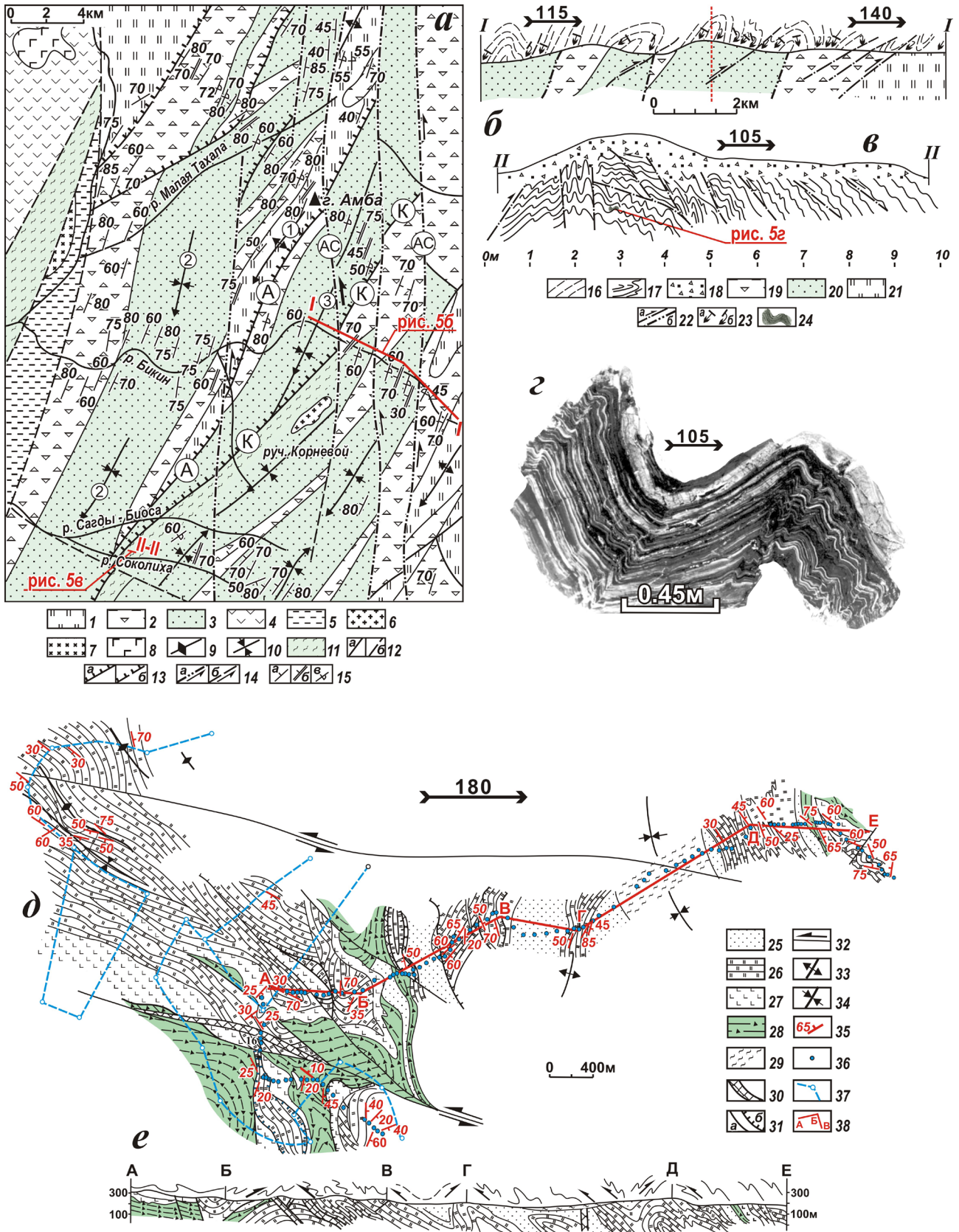


Рис. 5. Разрывные и складчатые (СВ) структуры 2–8-го порядков на Северном и Южном 2 крыльях Колумбинского свода. Геолого-структурная схема бассейна среднего течения р. Бикин (а): 1 — кремни, алевролиты, спилиты (Т₃); 2 — олистострома (?) (Т–J); 3 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (J); 4 — вулканогенные отложения (К₁); 5 — рыхлые отложения (P–N); 6 — гранитоиды (К₂); 7 — диориты (К₂); 8 — базальты (N); 9–10 — антиклинали (9) и синклинали (10) 2-го порядка (стрелки по осям — направления погружения их шарниров): Амбинская антиклиналь (1), Малотихалинская (2), Малоамбинская (3) син-

клинали; 11 — зоны смятия; 12–14 — дизъюнктивы: достоверные (а) и предполагаемые (б): 12 — с неясной кинематикой, 13 — надвиги, взбросы: Амбинский (А), Корневой (К), 14 — сдвиги: АС — Амбинская лево-сдвиговая зона; 15 — ориентировка слоев (а): залегающих нормально (б), опрокинутых (в). Схематические геолого-структурные разрезы по правым бортам рр. Бикин (б) (пунктир — перегиб разреза) и Соколиха (в) (см. рис. 5а): 16–17 — конфигурация складок: 3–4-го порядков (16), 5–6-го порядков (17); 18 — делювиальные отложения (Q_4); 19 — олистострома (?) (Т-Ж); 20 — переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев (Ж); 21 — кремнистые породы (Ж); 22 — дизъюнктивы (стрелка — направление смещений) (пунктир — предполагаемые); надвиги (а), сдвиги (б); 23 — направления движений в крыльях складок; 24 — привязка рис. 5г. Складки 7–8 порядков в сланцеватых алевропесчаниках (J_2) в замках сопряженных син- и антиформы 5–6 порядков (фото пришлифованного образца) (з). Строение в плане (д) и разрезе (е) толщи терригенно-спилито-кремнистых ($J_{2,3}$) образований на крыле Южном 2 Алчанской синформы, в бассейнах р. Моховой и кл. Петькин Ключ (бассейн р. Алчан) (по материалам (Амельченко и др., 1987)): 25 — песчаники полимиктовые мелкозернистые массивные и слоистые; 26 — кремни, кремнистые алевролиты и кремнистые аргиллиты; 27 — базальты, андезиты (Н); 28 — алевролиты с обломками песчаников и кремнистых пород; 29 — четвертичные глины, суглинки; 30 — дробленные и рассланцованные породы; 31 — надвиги в разрезе (а) на плане (б) (стрелка в разрезе — направление смещения); 32 — левые сдвиги (стрелка на плане — направление перемещения); 33 — оси антиклиналей; 34 — оси синклиналей; 35 — ориентировка слоистости в плане; 36 — шурфы, канавы; 37 — линии геолого-съёмочных маршрутов и точки наблюдения; 38 — линия разреза с точками перегибов (А–Е).

(до пережатых), опрокинутым (до перевернутых)), хотя тем не менее и субсогласных с названным выше характером асимметрии складок и их конвергентности. И наблюдаются все они, как правило, в поле замков более крупных складок (особенно это касается антиклинальных). Показателен в этом смысле разрез в бассейне р. Колумбе (рис. 7), где и крутые (то есть висячие), и короткие (подвернутые) крылья складок имеют тенденцию к опрокидыванию, некоторые из них их реально являются опрокинутыми. Опрокинутые залегания часто принадлежат противоположным крыльям одной складки (более крупного ранга), поэтому рисунок складчатости может местами усложняться, образуя Ω -образные антиклинали и каплевидные синклинали (иначе, веерообразные или пережатые), весьма характерные для мелкой складчатости при обстановке СЗ продольного сжатия/смятия (рис. 7) (Неволин, 2016).

Отмеченное выше своеобразие складок 7-го и 8-го порядков (при $W_{ср} \approx 4.1$ м, $\alpha \approx$: СЗ 25–85°, ЮВ 85–90° и $W_{ср} \approx 0.8$ м, $\alpha \approx$: СЗ 5–90°, ЮВ 80–95° соответственно), ярко фиксируемое их угловыми параметрами, как раз и отражает причудливую морфологию и взаимоотношения осложняемых ими изоклинальных и пережатых складок 5-го и 6-го порядков, и в принципе 7-й и 8-й порядки складок генетически так или иначе вписываются в общий иерархический ряд наших складчатых структур.

При этом важно то, что СВ простирающиеся складки одного порядка остаются очень схожими по форме как для юрских микститов (Самарский террейн), так и для позднемеловых флишоидов (Журавлевский, Таухинский террейны). И в том и другом случае складки СВ простирающиеся отличаются лишь размером в зависимости от мощности чередующихся слоев разной компетентности. Там, где переслаивание гуще, и складки крупнее (рис. 5в, 6б, 7, 8).

Так или иначе, указанная асимметрия меловой северо-восточной складчатости дает ориентацию движений коровых масс в траверзе СЗ–ЮВ и, очевидно (Белоусов, 1948), отражает латеральную направленность сокращения коры под воздействием ССЗ (330–350°) сжатия.

СОСКЛАДЧАТЫЕ НАДВИГИ И ВЗБРОСЫ

То, что такое сокращение было фактором постоянно действующим (по крайней мере для ЭТМА), выразилось не только в иерархическом усложнении архитектуры пликративных деформаций, но и в повсеместном наложении на них соскладчатых систем СВ субпослойных надвигов и/или кливажа (либо параллельного осевым поверхностям складок — главного по В.В. Белоусову (1948)), либо — веерного (по (Кирмасов, 2011; Талицкий, 1992)) с надвиговой и/или взбросовой кинематикой такого рода линеаментов с амплитудами по единичным смесителям от первых сантиметров до сотен метров (рис. 2, 3, 5, 6б, 7, 8) (Неволин, 2016; Родионов и др., 2010).

Данный характер наложения на пликративные структуры продольных взбросово-надвиговых дислокаций по сути отражает пошаговое преобразование деформационного характера латерального сокращения коры: с пликративного ее смятия (с продольным укорочением → изгибом → сплющиванием) в сторону более зрелого, хрупко-пластического (взбросово-надвигового) ее коробления в понимании П.Л. Неволина с соавторами (2014), что сопровождалось закономерным усложнением рисунка соскладчатых, и прежде всего дизъюнктивных, деформаций. Это предметно иллюстрируется и имеющимся фактическим материалом, и в разрезах (рис. 3, рис. 5в, 6б, 7, 8), и обобщенной моделью складчатого ансамбля (рис. 4). Усложнение наблюдается

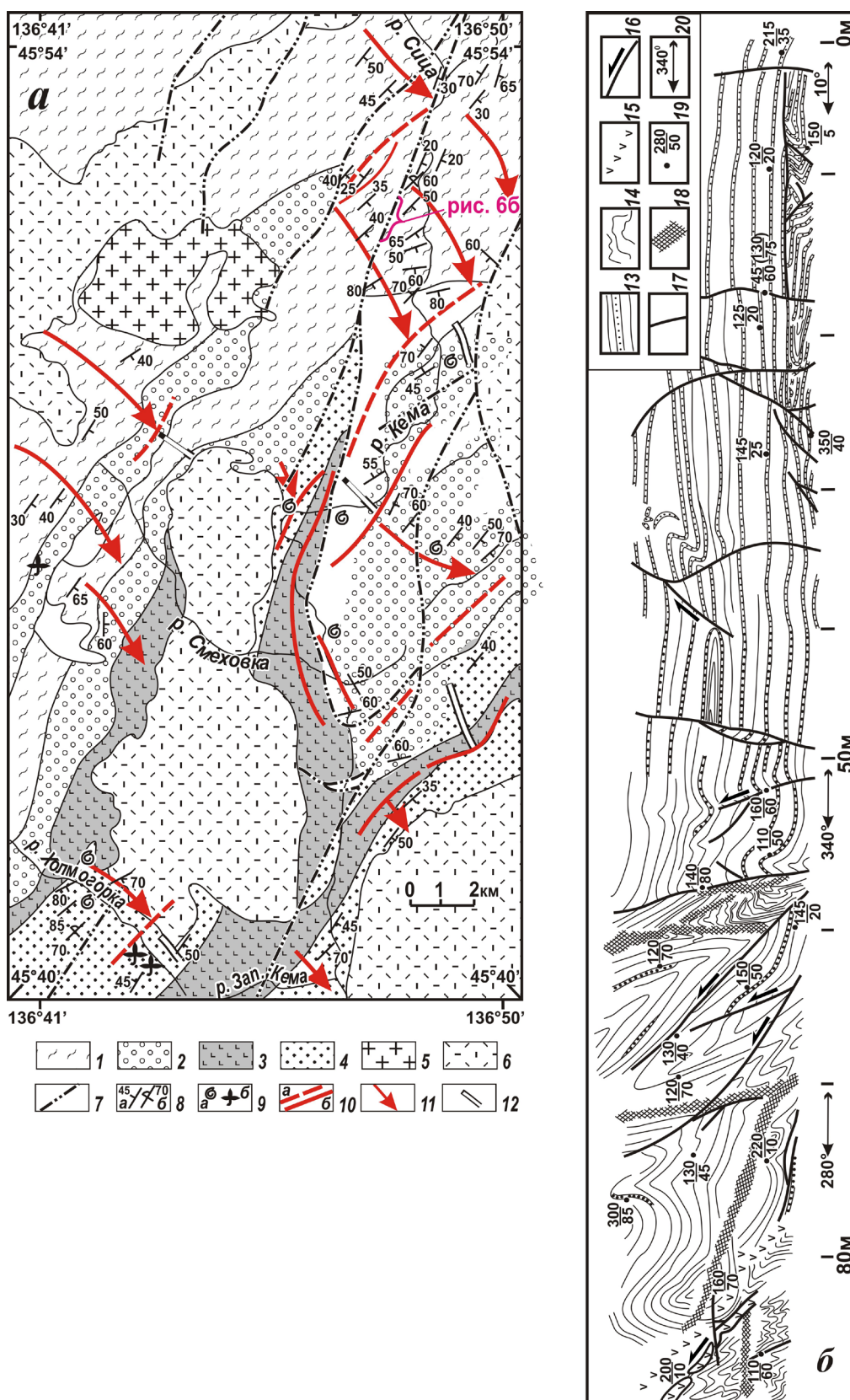


Рис. 6. Фрагмент строения крыла Южное 1 Колумбинского свода. Кемский терреин в бассейне р. Кемы: *a* — схематическая карта (по (Голозубов, 2006) с изменениями и дополнениями): 1 — барремская меандровская свита (песчановый флишоид); 2–4 — апт-альбская кемская свиты (молассоиды): нижняя (гравелиты) (2), средняя (базальтоидная) (3), верхняя (флишевая) (4) подсвиты; 5–6 — поздне меловые граниты (5) и вулканы (6); 7 — разломы; 8 — нормальное (*a*) и опрокинутое (*б*) залегание пород; 9 — точки сборов ископаемой фауны (1) и флоры (2); 10 — оси синформ (*a*), антиформ (*б*); 11 — участки моноклинального падения слоев; 12 — ориентировка мезозойского сжатия; *б* — участок разреза по левому берегу р. Кемы.

Складки 4–6-го порядков СЗ вергентности (в направлении свода). Из зарисовок В.П. Уткина (1973 г.) цокольной террасы р. Кемы (привязку см. на рис. 6а): 13 — алевролитово-песчаниковый флиш; 14 — тонкий песчаниково-алевролитовый флиш; 15 — прослой базальтов; 16 — надвиги; 17 — сдвиги; 18 — окварцеванные зоны дробления; 19 — азимут и угол падения слоев и разрывов; 20 — азимут простираения поверхности зарисовки.

также в возрастании структурообразующей роли этих дислокаций от смятия к короблению от сугубо подчиненной до ключевой. Картографическими эффектами последней (Неволин, 2016) являются: потеря фациальной корреляции для литолого-стратиграфических разностей пород в крыльях и замках складок (от 2-го порядка и выше); фиксация антиформы вместо синформы, ожидаемой по литологической увязке слоев, что зачастую подтверждается опрокинутыми слоями на обоих крыльях.

На основании полевого и картографического анализа такого рода несоответствий (Неволин, 2016) выстраивается сложно построенная (в возрастном и иерархическом отношении) совокупность систем встречных СВ складчатых взбросов и надвигов в пределах Колумбинско-Алчанского складчатого сооружения (рис. 2–8), архитектура которой свидетельствует о том, что процесс коробления состоял из нескольких наложенно-унаследованных между собой эпизодов сокращения коры. Каждому из этих эпизодов отвечала своя ритмика, реализовавшаяся в виде пошагового усложнения существующего рисунка дизъюнктивов, но сообразно (динамогеометрически) с узором складчатых структур предшествующего заложения.

Изначально эта ритмика в форме встречных складчатых взбросов и надвигов (со сходимостью к ядру единичной складки) соответствовала сложившимся типоморфным параметрам самой СВ складчатости этапа смятия. И в этой ритмической конструкции главными («несущими») элементами для взбросово-надвиговой тектоники могли являться прежде всего складча-

тые структуры 1–4-го порядков, часть из которых была еще и конседиментационной.

Каждый последующий шаг сокращения коры в процессе ее коробления (независимо от его продолжительности) усложнял рисунок предыдущего шага и за счет подновления («взламывания») старой взбросо-надвиговой сети (что могло способствовать в том числе деформированию поверхностей уже имеющихся надвигов, а то и течению вещества складчатого субстрата), и за счет ее сгущения вследствие нарезки в том же субстрате новых взбросов и надвигов более высоких порядков. Это сгущение, в свою очередь, гармонизировалось в том числе и со складками 5–8 порядков.

Строго говоря, проявление указанных систем дизъюнктивов на исследованной нами площади имеет сугубо «сквозной» для всего объема СВ (50–60°) складчатости характер. То есть уловить время заложения каждой из этих систем (из-за, и это очевидно, их постоянной ремобилизации и подновления) в период развития региональных пликативных деформаций по стадиям этого процесса путем натуральных наблюдений вряд ли представляется возможным. Тем не менее, с другой стороны, стадийность пликативных деформаций рассматриваемого нами типа теоретически разработана очень хорошо (Белюсов, 1948; Гзовский, 1975; Кирмасов, 2011; Талицкий, 1992 и др.). И, соответственно, также хорошо разобраны типы разрывных дислокаций, заложение которых сопутствует той или иной стадии развития пликативных деформаций общего смятия по (Кирмасов, 2011): продольного укорочения, изгиба и сплющивания.

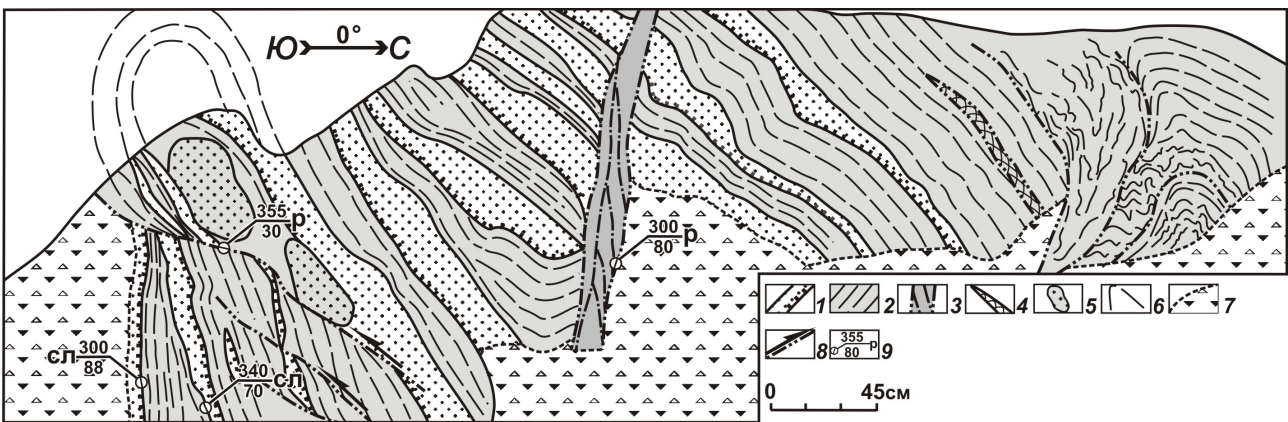


Рис. 7. Выжатые (омегаобразные) формы складок 5–6-го порядков в осевой зоне Колумбинского свода: 1–2 — части ритмов готеривского флиша (К.г): 1 — песчаниковые (бергштрихи — подошва ритма), 2 — алевролитовые; 3–4 — рассланцевание в зонах: 3 — сдвига, 4 — послойных надвигов; 5 — песчаниковые будины в ядрах складок; 6 — конфигурация складок; 7 — дельвий; 8 — разрывы с признаками смещений (стрелка — знак смещения); 9 — азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения слоя (сл), разрыва (р).

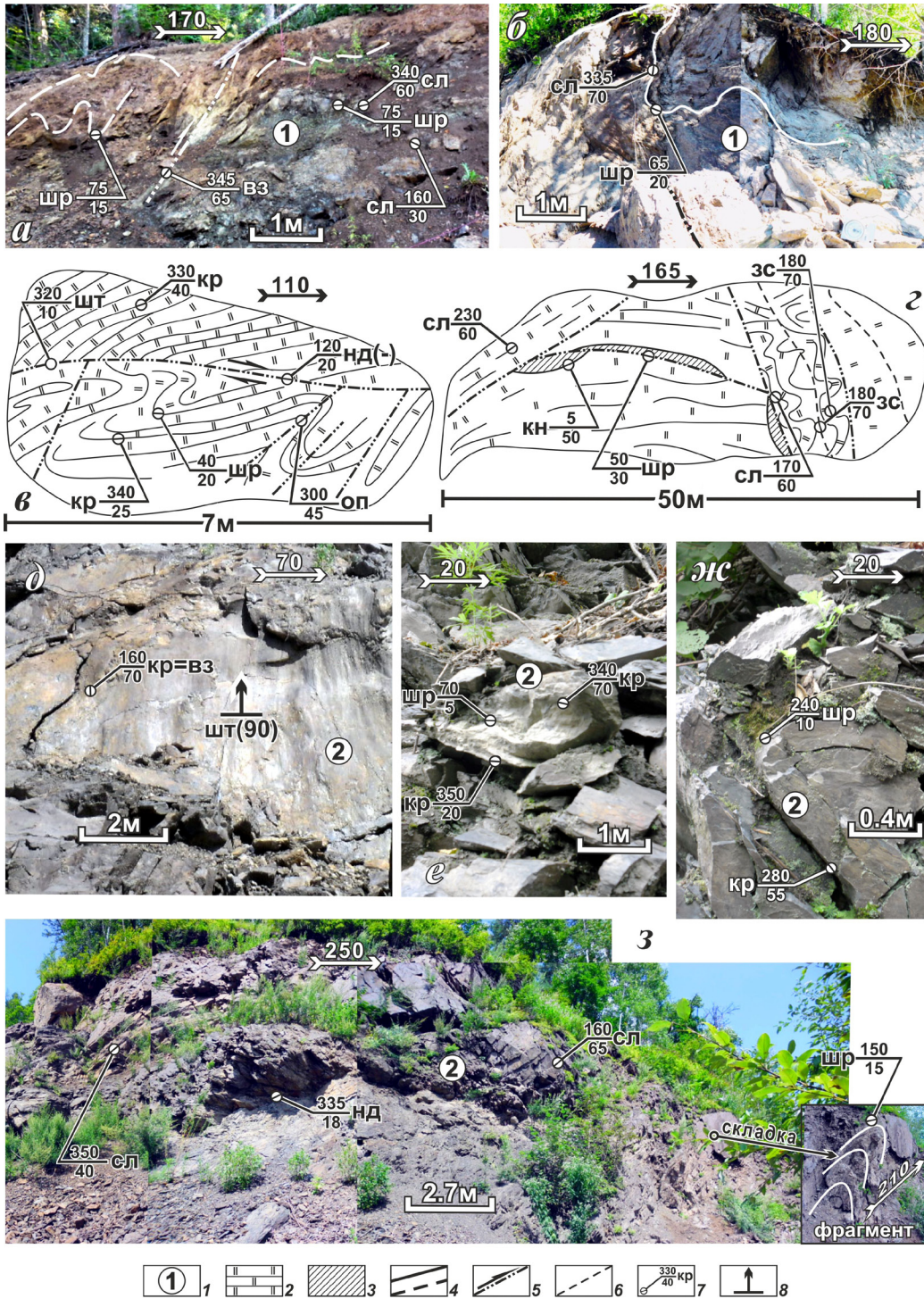


Рис. 8. Складки 5–6-го порядков ЮВ вергентности на Северном крыле Колумбинского свода: в кремнисто-глинистых микститах (?) (J_{2-3}) Самаркинского террейна (*а, б*), в существенно кремнистой олистоплаке, лежащей среди микститов (J_{2-3}) Самаркинского террейна (по Сясько и др. (1984)) (*в, г*), со взросовыми по-слойными штрихами скольжения (ядро пологой складки) (*д*), в барремских алевролитах Журавлевского террейна (*е, ж*), в замке/шарнире пологой складки с субшарнирной зоной надвига (*з*): 1 — породы на фото: кремнисто-глинистые микститы (1) и алевролиты (2); 2 — кремнистые отложения олистоплаки; 3 — жильный кварц, 4 — траектории слоистости; 5 — соскладчатые разрывы и межслоевые срывы (взбросы и надвиги) (стрелки — направления смещений); 6 — траектории зеркал складчатости; 5 — элементы залегания структурных и кинематических элементов: дробь — азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения/погружения крыльев (кр), шарниров (шр), осевых поверхностей (оп) складок, зеркал складчатости (зс) поверхностей напластования (сл), разрывов, в т.ч. соскладчатых взбросов (вз), надвигов (нд) (включая обратные — нд(-)), зеркал скольжения (шт), контактов жильных тел (кн); 8 — ориентировка штри-хов скольжения (шт) на поверхности соскладчатого взброса.

Общую привязку иллюстраций см. на рис. 2.

Так, кливаж осевой плоскости (или главный) мог иметь место (Кирмасов, 2011; Талицкий, 1992) или на стадии продольного укорочения, или на стадии сплющивания, но не изгиба. А межслоевые надвиги — либо (в зачаточном состоянии) в конце стадии продольного укорочения, либо (с полной доминантой) на стадии изгиба, будь то со скольжением или с течением, и только. Поскольку, например, наши средне-позднеальбские терригенные толщи на крыльях Колумбинского мегасвода представляют собой, по сути, обычный флиш, а СВ складчатость в них имеет непрерывный в целом характер при конвергентном опрокидывании мелких складок к замкам крупных, то можно сказать (Кирмасов, 2011), что тип продольного изгиба нашей складчатости отвечает в целом *изгибу с течением*, но с формированием складок волочения, характер опрокидывания которых тем не менее соответствует общему направлению надвиговых движений (к замку) в крыльях более крупных складок (рис. 4). Это в самом грубом приближении может отвечать, в том числе, и изгибу со скольжением, при всем его отличии (дискретность дислокаций в разрезе деформируемой толщи) от изгиба с течением. Веерный же кливаж — это тоже (Кирмасов, 2011) продукт сугубо продольного изгиба деформируемых толщ, который должен был быть по большому счету практически синхронен послынным надвигам. Отсюда получается, что кливаж осевой плоскости (ремобилизуемый на этапе сплющивания) в конечном варианте развития пликативных деформаций продольного изгиба и сплющивания должен был оказаться более молодым как по отношению к субслоиным надвигам, так и к веерному кливажу, что в общем-то и наблюдается в задокументированных нами обнажениях (рис. 5, 6б, 7, 8).

ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ СКЛАДЧАТОСТИ

Относительно рассмотренных характеристик СВ (50–60°) простирания складчатости эпохи меловой тектономагматической активизации остается добавить еще два аспекта, значимых для предмета нашей работы.

Во-первых, данная складчатость имеет признаки синсдвиговой (рис. 9, ср. с рис. 2, 5а, 6а). Об этом прежде всего свидетельствует ее закономерно косая (под углами до $\approx 45^\circ$ вправо) в целом ориентация (СВ 50–60°) к Сихотэ-Алинской системе ССВ (5–30°) разломов, пик левостороннего сдвигания по которым приходится как раз на ЭТМА (Иванов, 1972; Митрохин, 1991; Неволин, 1995, 1996; Уткин, 1980, 1989; Уткин и др., 2004; Mitrokhin, 1998 и др.). Подобный характер сочетания складчатости и ведущей системы сдвигов показывает, что эта СВ (50–60°)

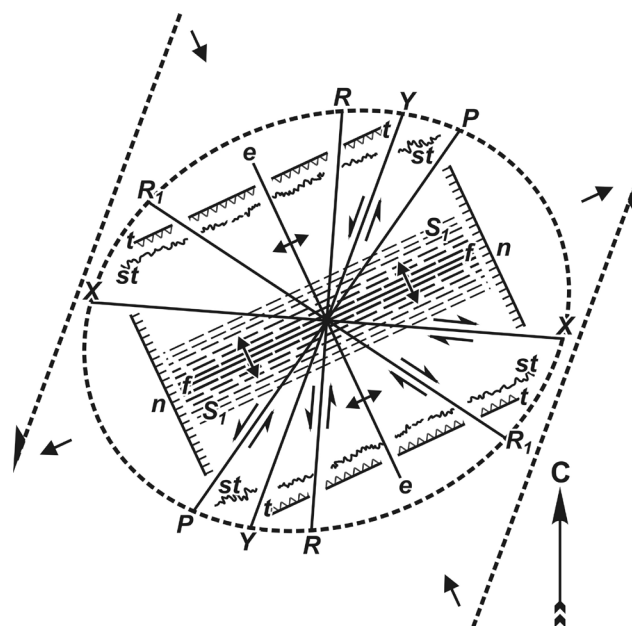


Рис. 9. Парагенез структур в условиях простого сдвига и их систематизация (обобщенная модель) (по П.Л. Хэнкоку (Hancock, 1985)) применительно к ЭТМА левосдвиговой тектонике Центрального Сихотэ-Алия). Индексация структурных элементов: R, R_1 — сколы Риделя и сопряженные с ними сколы соответственно; P, X, Y — P -, X -, Y -сколы; e — структуры растяжения (раздвижки), в том числе с минеральным выполнением (рудные жилы); n — сбросы; t — надвижки; st — стилолиты; f — складки; S_1 — кливаж или иная трещиноватость сплющивания (включая сланцеватость). Объяснения см. в тексте.

простирания складчатость является одним из элементов такого структурного ансамбля, формирование которого отвечает (Бокун, 2009; Борняков, 2008; Гзовский, 1975; Осокина и др., 2008; Разломообразование..., 1991; Ребецкий, 2007; Рязанов, 1973; Стоянов, 1977; Уткин, 1980, 1989; Фролова и др., 2016; Hancock, 1985; Mitrokhin, 1998; Riedel, 1929 и др.) условиям простого сдвига под действием, для нашего случая, ССЗ (340–350°) сжатия.

Другими элементами и атрибутами указанной структурно-геодинамической обстановки являются (Митрохин, 1991; Митрохин и др., 2014; Неволин, 1995, 1996; Неволин и др., 2014; Уткин, 1980, 1989; Уткин и др., 2004; Mitrokhin, 1998 и др.) (рис. 2, 5а, 6а, 9): сама региональная система ССВ (5–30°) левых сдвигов, характеризующаяся сложно-иерархическим сочетанием густой сети сколов синтетического ряда (R, Y, P) и получившая не просто доминирующее, а резко однонаправленное (!) развитие, что было обусловлено глобальными причинами — становлением (по В.П. Уткину (1980, 1989)) в мезозое Восточно-Азиатской глобальной левосдвиговой зоны, куда, в частности, входят системы левых сдвигов и Сихотэ-Алия, и Тань-Лу); сугубо

подчиненные левым сдвигам системы — СЗ (310–345°) и ЗСЗ (280–290°) правые сдвиги X и R1, соответственно, сбросы (*n*) и раздвиги (*e*), левые сдвиги (на участках трансенсии) (два последних типа часто за счет кинематической трансформации СЗ и ЗСЗ разрывов по схеме правые сдвиги → сбросы + раздвиги → левые сдвиги), а также ВСВ (70–85°) и СВ (40–60°) (главным образом соскладчатые, включая кливаж) взбросы S_7 и надвиги *t* (в зонах транспрессии — с левосторонней составляющей). Иначе говоря, мы здесь имеем, по сути, тот полный набор структур, который отвечает существующим схемам структурообразования в условиях простого сдвига (Стоянов, 1977; Hancock, 1985). И в этом смысле СВ (50–60°) простирающаяся складчатость (*f*), учитывая, что она рассекается региональными ССВ левыми сдвигами, зачастую со смещением осей складок и формированием левосторонних флексур слоистости (типа кинкбандов) (Митрохин, 2016; Неволин, 1995, Уткин, 1980, 1989; Mitrokhin, 1998 и др.), можно отнести к разряду систем, либо опережающих (в понимании Д.Н. Осокиной с соавторами (2008)) магистральные (сколовые) формы левосдвиговых дислокаций, либо, что почти то же самое, отвечающих эмбриональной (по В.П. Уткину (1980, 1989)) стадии развития последних (особенно в части надсдвиговых пликтивных форм, соотносимых с экспериментами, например, того же Г.В. Рязанова (1973)).

Это подчеркивается также устойчивым парагенезом (в условиях СЗ латерального сжатия) соскладчатых СВ левых взбросо-сдвигов и сдвиго-надвигов фазы коробления с густой сетью пространственно сближенных ССВ (5–30°) левых сдвигов высоких порядков, в том числе и рассекающих Колумбинский свод в восточном крыле Центрального Сихотэ-Алинского сдвига (рис. 2), включая и Благодатненский ареал. Многие из этих сдвигов — рудоносные, и, судя по имеющимся абсолютным возрастам их оруденения, их левосторонняя активизация и в самом деле была субсинхронна с короблением свода. То же оловосульфидное оруденение Зимнего месторождения, контролируемого ССВ левыми сдвигами, имеет по таким данным кампанский (74 млн лет), субсинхронный короблению свода (Неволин, 2016) возраст.

Во-вторых, поскольку, как оказывается (Неволин, 2016), к некоторым СВ синформам (1–3-го порядка) приурочены эпиконтинентальные бассейны со средне-позднеальбскими молассоидами (типа холминской свиты), а к сопряженным с ними СВ антиформам — синхронные молассе гранитные батолиты и криптобатолиты татибинского и синанчинского комплексов (рис. 2), вполне

можно говорить (Сясько и др., 1984) еще и об орогенном характере рассмотренной выше нами складчатости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в первой части нашего исследования на примере Центрального Сихотэ-Алиня типоморфные (как прямые, так и косвенные) параметры складчатости СВ (50–60°) простирающаяся, которая имела место на Сихотэ-Алине в эпоху меловой (апт-маастрихт(?)) тектономагматической активизации, однозначно свидетельствуют о том, что она сформировалась (так же, как и в предшествующие эпохи (PR–PZ₁, PZ₂–PZ₃, MZ (T–K₁br) регионального тектогенеза (Неволин и др., 2014; Уткин и др., 2007)) как складчатость общего смятия. На это прямо указывают (Белоусов, 1948): непрерывность, конгруэнтность («равновыраженность» и «равносложность») анти- и синклинальных форм независимо от их ранга, в т. ч. по отношению к зеркалу СВ складчатости, вместе с субгоризонтальностью шарниров и согласованной вергентностью этих складчатых форм при субвертикальном положении их осевых поверхностей. Такой типоморфизм складчатости при всем ее усложнении (до складок как минимум 8-го порядка) показывает, что она развивалась в условиях поэтапного (по (Кирмасов, 2011): продольного укорочения → продольного изгиба (с течением) → общего сплющивания)) латерального сокращения коры при ССЗ (330–350°) сжатии. Вместе с тем анализ фактического материала показывает, что данный процесс (как на указанных этапах смятия, так и, далее, на этапе коробления коры) шел в теснейшем парагенезе не только с СВ соскладчатыми надвигами и взбросами, придавшими рассмотренной складчатости еще отчасти и орогенный облик, но и с ССВ (5–30°) левыми сдвигами систем Сихотэ-Алиня и Тань-Лу, пик активности которых (при ССЗ 330–350° сжатии) пришелся как раз на эпоху меловой тектономагматической активизации, когда активно происходили процессы смятия, сдвигания коры, а также сопутствующие им — рудообразования и магматизма (Геодинамика ..., 2006; Иванов, 1972; Кемкин, 2006; Митрохин и др., 1997; Неволин, 1995, 1996; Неволин и др., 2014; Сорокин и др. 1995; Уткин, 1980, 1989; Уткин и др. 2004, 2007 и др.).

Список литературы

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 350 с.
Белоусов В.В. Общая геотектоника. М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. 600 с.

- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Белоусов В.В., Вихерт А.В., Гончаров М.А. и др.* Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 1988. 222 с.
- Бокун А.Н.* Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования) // Физика Земли, 2009. № 11. С. 69–78.
- Борняков С.А.* Динамические критерии самоорганизации систем разрывов в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // ДАН. 2008. Т. 420. № 6. С. 822–824.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Геология СССР. Приморский край. Т. 32. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гинтов О.Б., Исая В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.
- Голозубов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
- Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Коростелев П.Г.* Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 35–54.
- Гончаров М.А. Асимметрия складок и ее происхождение // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 91–104.
- Гончаров М.А.* Различные иерархические взаимоотношения пластической и разрывной деформаций // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 1996. № 5. С. 27–34.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др.* Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. Учебн. пособие. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
- Ермаков В.А.* Континентализация или океаногенез? // Тектоника и геодинамика: Общ. и регион. аспекты: Материалы XXXI тектон. совещ. (Москва, 27–30 янв. 1998 г.). М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 188–190.
- Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. книжное изд-во, 1972. 115 с.
- Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 260 с.
- Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
- Корнев Т.Я.* Дебасиализ и эволюция горных пород, руд и земной коры. Красноярск: КНИИГиМС, 2012. 383 с.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1988. С. 5–16.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* О понятии «консолидированная кора» и ее границах // Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.
- Митрохин А.Н.* Геодинамика формирования разрывных рудоконтролирующих структур Придорожного и Октябрьского месторождений (Комсомольский район): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 25 с.
- Митрохин А.Н.* К вопросу об образовании и эволюции сдвиговых кинкбандов (на примере Комсомольского рудного района) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы 3-й Всероссийской конференции с международным участием, 20–23 сентября 2016 г., г. Владивосток. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 70–72.
- Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р.* Сдвиговые дуплексы и их рудоносность // Структурные парагенезы и их ансамбли: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 112–114.
- Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л.* Морфология, кинематика и динамика оперяющих разрывов как поисково-разведочные критерии оценки жильных и штокверковых тел // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 383. С. 221–226.
- Неволин П.Л.* Геодинамика формирования структур месторождений Кавалеровского района. Владивосток: Дальнаука, 1995. 132 с.
- Неволин П.Л.* Сдвиговая геодинамическая обстановка и структуры штокверковых месторождений Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 2. С. 107–115.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К. и др.* Геодинамика структурирования и аспекты металлогении северной части Западного Приморья // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278–298.

- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.* Гранитообразование в континентальной коре: динамика тектонического позиционирования и структурирования интрузивов (на примере Приморья) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. № 23. С. 231–246.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др.* Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция, динамические условия формирования их структуры // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 73–87.
- Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н.* Изучение тектонического разрыва как объекта, объединяющего мегатрещину, ее поля (напряжений, деформаций), и вторичные структуры (тектонофизический анализ) // Проблемы тектонофизики: К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2008. С. 89–102.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые общие модели дизъюнктивной разрывной деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 118–125.
- Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: Изд-во ОИФЗ, 2002. С. 227–243.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.
- Родионов С.М.* Оловоносные магматогенно-рудные системы Дальнего Востока типы, иерархия, перспективы // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 26–35.
- Родыгин А.И.* Динамометаморфические породы. Томск: Изд-во Томского государственного университета, 2001. 356 с.
- Рязанов Г.В.* Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.
- Сафонов Ю.Г.* Актуальные задачи исследований структур золоторудных полей и месторождений // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: Мат. XXI Международн. конф., посвященной 100-летию академика В.И. Смирнова. М.: МГУ, 2010. С. 58.
- Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А.* Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 46–56.
- Стоянов С.С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Талицкий В.Г.* Механизмы деформаций и структурообразование в неоднородной геологической среде (на примере происхождения структур малых форм). Автореф. дисс. докт. геол.-мин. Наук. М.: МГУ, 1992. 38 с.
- Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
- Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. и др.* Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья // ДАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 654–658.
- Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н.* Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 3–21.
- Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А. и др.* Развитие деформаций в зонах сдвига: результаты физического моделирования с использованием песка // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Мат. докладов IV Всеросс. тектонофизической конф. с международн. участием. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 385–392.
- Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Никитенко Е.М. и др.* Распределение благородных металлов в черных сланцах золоторудного месторождения Дегдекан (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 3–11.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
- Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Эйриш Л.В.* Металлогения золота Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2003. 148 с.
- Яковлев Ф.Л.* Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа: Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 2015. 472 с.
- Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Мир, 1981. 245 с.
- Continental deformation. New York: Pergamon Press Ltd., 1994. 421 p.
- Hancock P.L.* Brittle microtectonics: principles and practice // Journal of Structural Geology. 1985. V. 7. № 3/4. P. 437–457.
- Huddleston P.J.* Fold morphology and some geometrical implications of the theories of fold development // Tectonophysics. 1973. V. 16. № 1–2. P. 1–46.

- Mitrokhin A.N.* Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin-ore region, Khabarovsk Territory, Russia // *Geoscience Journal*. 1998. V. 2. № 3. P. 124–133.
- Riedel W.* Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // *Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol., Abt. B.* 30. 1929. S. 354–368.
- Twiss R.J., Moores E.M.* *Structural Geology*: 2nd Edition. New York: W.H. Freeman and Co., 2006. 532 p.

**THE SIKHOTE-ALIN FOLD SYSTEM.
GENERAL STRUCTURAL FEATURES AND CERTAIN ASPECTS OF CONTROL OF GOLD
MINERALIZATION: A CASE STUDY FOR CENTRAL SIKHOTE-ALIN, RUSSIA (Part 1)**

P.L. Nevolin, A.N. Mitrokhin, V.P. Utkin

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, 690022

The paper describes general features and structural-and-dynamic interrelations (or correlations) between the Cretaceous (from the Aptian to the Late Cretaceous (?)) NE-trending (50–60°) folding of Central Sikhote-Alin and the occurrences of the gold-sulfide regional mineralization appeared (according to various criteria) almost simultaneously to the folding. The present (1-st) part of our study covers the typomorphic parameters of the regional folding, which show the folding to be formed as a buckle folding (at lateral buckling with current) under strike-slip-fault-related crust shortening. The latter occurred to be in conditions of a sinistral activation (during the final part of the Cretaceous time) of the NNE-trending (5–30°) of the Sikhote-Alin fault system under the NNW (330–350°) compression.

Keywords: strike-slip-related folding, upthrusts, thrusts, cleavage, sinistral faults.