Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XXXV, вып. 2, 1959 г.

К АНАЛИЗУ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ ЛИСТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Е. Б. БЕЛЬТЕНЕВ, А. И. ШАЛИМОВ

Введение

Методика тектонического анализа сложных геологических структур до сих пор еще не является исчерпывающе разработанной. Расшифровка геологической структуры и анализ ее развития во времени часто вызывают у геологов затруднения не только в ходе геологической съемки, но и в процессе окончательной интерпретации всей совокупности фактического материала в камеральный период. В практике имели и еще продолжают иметь место случаи, когда структура района, для которого была составлена кондиционная геологическая карта, оказывалась интерпретированной неточно или даже ошибочно только в силу недостаточно отчетливого представления исследователя о задачах и содержании тектонического анализа.

Авторы настоящей статьи, не претендуя на исчерпывающее изложение всего круга вопросов, связанных с таким анализом, рассматривают один из возможных путей его для сложной сформированной в течение ряда тектонических этапов складчатой структуры Сихотэ-Алиня.

Методика тектонического анализа дается на примере одного из листов масштаба 1 : 200 000, охватывающего территорию горно-таежного района, расположенного в водораздельной части Северного Сихотэ-Алиня (рис. 1).

Район этот был выбран для тектонического анализа по методическим соображениям. Разнообразие пород, образующих несколько достаточно отчетливых структурных ярусов, разнообразие структурных соотношений между ярусами, наконец, своеобразная закономерность в размещении интрузий давали возможность продемонстрировать последовательность и содержание тектонического анализа на примере этого района достаточно наглядно.

Авторы считают, что тектонический анализ должен состоять из двух частей: 1) последовательного описания геологических структур; 2) выявления этапов развития этих структур во времени.

Первая часть систематически излагает фактический материал по тектонике, собранный в процессе геологической съемки и синтезированный в виде геологической карты. Вторая часть представляет собой интерпретацию этого материала. Обе части должны входить в качестве важнейших составных элементов в содержание раздела «Тектоника» геологи-

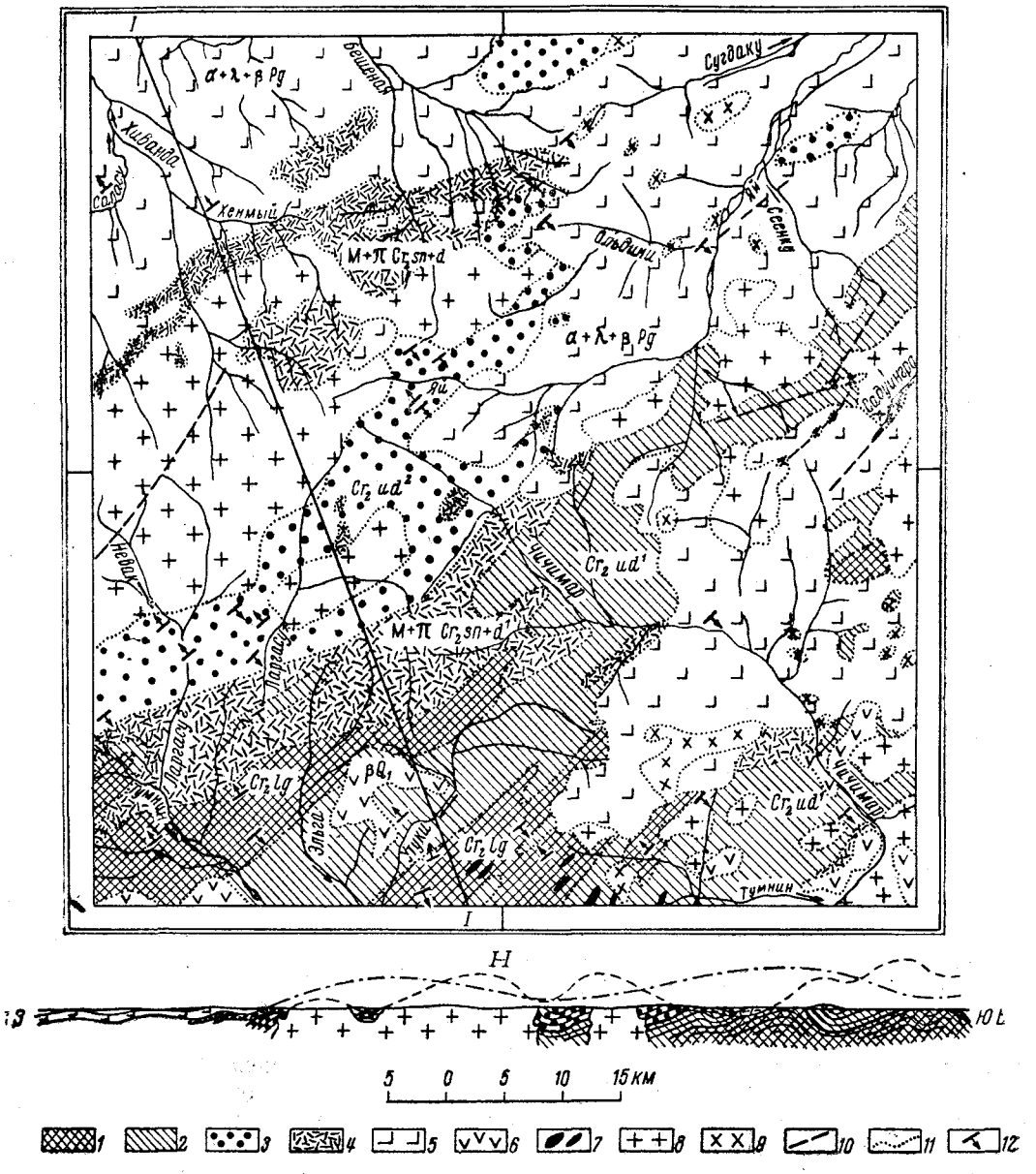


Рис. 1. Геологическая карта водораздельной части Северного Сихотэ-Алиня:

1 — ларгасинская свита (Cr_2lg); *2* — нижняя подсвита удоминской свиты (Cr_2ud'); *3* — верхняя подсвита удоминской свиты (Cr_2ud^2); *4* — толща верхнемеловых эффузивов и туфов ($\mu+\pi Cr_2sn+d$); *5* — толща палеогеновых эффузивов и туфов ($\alpha+\lambda+\beta Pg$); *6* — нижнечетвертичные базальты (βQ_1); *7* — раннесенонские интрузии; *8* — раннепалеоценовые интрузии; *9* — эоценовые интрузии; *10* — зоны разломов; *11* — геологические границы; *12* — элементы залегания. Составлена Е. Б. Бельтеневым и А. И. Шалимовым по материалам М. Г. Золотова (1949 г.), Е. Б. Бельтенева и А. И. Исаковой (1954—1955 г.)

ческих отчетов и объяснительных записок к листам геологических карт.

Отсутствие первой части, т. е. систематического изложения всей совокупности фактического материала, сведенного на карте, превращает раздел «Тектоника» в целом ряде отчетов и объяснительных записок в необоснованные и легковесные рассуждения относительно геологической истории района. При этом теряется возможность выявления струк-

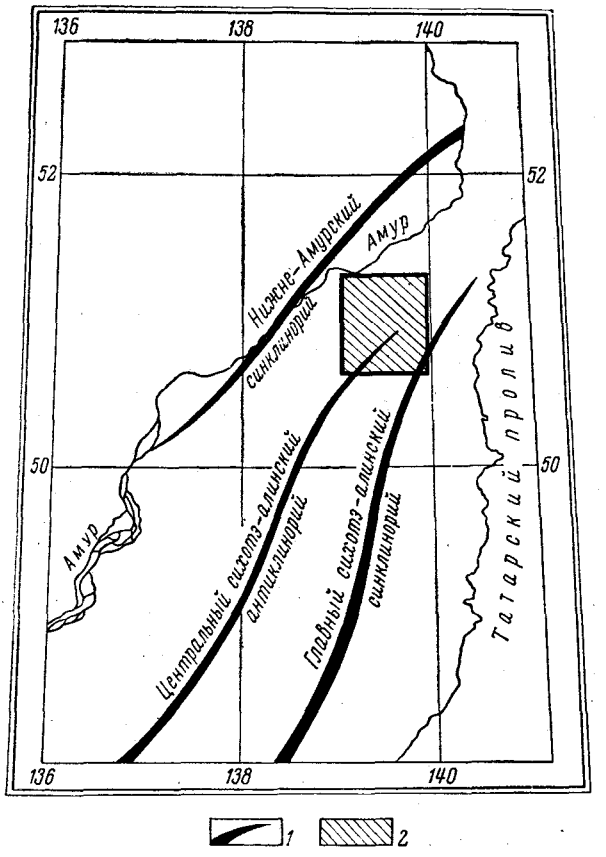


Рис. 2. Региональные структурные элементы Северного Сихотэ-Алиня (по схеме П. Н. Кропоткина):
1 — оси синклинориев и антиклинориев; *2* — лист геологической карты (см. рис. 1)

турной и генетической связи различных форм геотектогенеза, являющейся основой для установления закономерностей в распределении магматических проявлений, гидротермальной деятельности и т. п.

С другой стороны, злоупотребление первой частью в ущерб второй, приводящее в некоторых отчетах к полному отсутствию анализа геологической структуры, так же как и формальный анализ, не учитывающий последовательности развития структур во времени, в конечном итоге не позволяют полностью выявить структурной и генетической связи различных форм геологической структуры в данном участке земной коры.

Последовательность и содержание тектонического анализа рассматриваются авторами на конкретном геологическом материале. Чтобы ввести читателя, стоящего в стороне от вопросов геологии Сихотэ-Алиня, в ту геологическую обстановку, на фоне которой производится предла-

гаемый анализ, последнему предпослан краткий геологический очерк, содержащий необходимые сведения по стратиграфии и изверженным породам рассматриваемой территории.

Используя те или иные данные по стратиграфии и вулканизму района, авторы не высказываются в пользу каких-либо определенных концепций в многочисленных дискуссиях, идущих по существу фактического материала, собранного за последние годы в Сихотэ-Алине. Этот материал используется ими в форме макета, на котором излагается последовательность и содержание тектонического анализа. Так, например, считая необходимым предпослать описанию геологических структур, представленных на данном листе карты, региональное тектоническое районирование, авторы воспользовались одной из существующих тектонических схем Сихотэ-Алиня. Схема эта (рис. 2) была взята не потому, что она в большей степени отвечает представлениям авторов, а лишь как одна из многих возможных. Использование же этой схемы вместо любой другой принципиально ничего не меняет в ходе анализа.

Краткий геологический очерк

В геологическом строении рассматриваемого района принимает участие сложный комплекс стратиграфированных образований мезокайнозойского возраста, в различной степени дислоцированных и метаморфизованных и прорванных разновозрастными интрузиями. В основании разреза залегает ларгасинская свита (Cr_2lg) черных глинистых сланцев с прослоями песчаников. Мощность ее более 1500 *м*. Почти по всему разрезу свиты встречается фауна Inoceramus сеноманского возраста.

На ларгасинской свите с размывом, но без углового согласия лежит удоминская свита, состоящая из двух подсвит: нижней (Cr_2ud^1) и верхней (Cr_2ud^2). Нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми и серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с отдельными прослоями углисто-глинистых сланцев и линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность нижней подсвиты 800 *м*. В ее верхних горизонтах встречена флора Gleichenia Zippei (Corda) Heer и Asplenium sp. cf. A. Dicksonianum Heer, которая, по определению М. И. Борсук, характерна для сеномантуронских отложений.

На песчаниках и алевролитах нижней подсвиты согласно залегает верхняя подсвита удоминской свиты. Ее нижняя часть представлена серыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. В верхней части подсвиты песчаники переслаиваются с туфогенными песчаниками и туфами порфиритов. В низах подсвиты в песчаниках встречены устричные банки с Trigonia cf. pocilliformis Jok. var. sachalinensis Jabe et Nagao, которые, по заключению В. Н. Верещагина, имеют туронский возраст.

Таким образом, формирование отложений ларгасинской и удоминской свит охватывает отрезок времени, соответствующий большей части сеномана, турону и, вероятно, началу сенона.

Выше, на различных горизонтах более древних образований, с угловым несогласием залегает толща эффузивов и туфов верхнемелового возраста ($\mu + \pi\, Cr_2\, sn + d$). В нижних горизонтах этой толщи, представленных пирокластическими образованиями, встречаются прослои и линзы кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с неопределимыми органическими остатками. Выше залегают различные порфириты и их туфы. В туфах были встречены обломки древесины Taxodioxylon Harlig et Gothan, указывающие, по мнению И. А. Шилкиной, на меловой возраст вмещающих отложений. Абсолютный возраст порфиритов, определенный

аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, близок к 90 млн. лет, т. е. является сенонским. Верхние горизонты туфо-эффузивной толщи верхнего мела сложены кислыми эффузивами и туфами, относимыми к датскому ярусу. Покровы кислых датских эффузивов залегают как на порфиритах, так местами и на более древних осадочных отложениях. Мощность сенон-датских эффузивов и туфов в описываемом районе достигает 800 *м*.

Третичные образования представлены мощной (свыше 1200 *м*) толщей разнообразных эффузивов и туфов палеогена (андезиты, дациты и туфы самаргинской свиты палеоцен-эоценового возраста, эоценовые плагиопорфиры, кварцевые порфиры и туфы; позднеэоценовые андезито-базальты кузнецовской свиты). Толща эта была образована в течение многократных трещинных и частично центральных излияний лав различного состава. На прилагаемой карте (см. рис. 1) все эффузивные и пирокластические образования третичного возраста объединены в одну толщу палеогеновых эффузивов и туфов.

Четвертичные образования представлены фрагментами горизонтально залегающих базальтовых покровов (βQ_I) и рыхлыми аллювиальными, делювиальными и элювиальными отложениями, которые плащом покрывают большую часть территории описываемого района. Мощность их колеблется от долей метра до нескольких метров.

Интрузивные породы района образуют три возрастных группы

Наиболее древними являются диориты и диоритовые порфириты, встреченные в виде небольших массивов в южной части исследованной территории. Возраст этих пород относят довольно определенно к раннесенонскому, так как они прорывают нормально-осадочные отложения верхнего мела[1], а ксенолиты их были установлены в сенонских порфиритах.

Вторая возрастная группа интрузивных пород представлена гранитоидами: лейкократовыми и аплитовидными гранитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и диоритами. Эти породы слагают один крупный и целый ряд более мелких интрузивных массивов. Интрузии прорывают и метаморфизуют сенон-датские эффузивы и все более древние осадочные толщи и несогласно перекрываются третичными эффузивами. Данные абсолютного возраста (70 млн. лет для лейкократовых гранитов) указывают на формирование интрузий в раннем палеоцене.

Наиболее молодыми интрузивными породами района являются гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Они образуют небольшие массивы, прорывающие палеоцен-эоценовые эффузивы (андезиты и дациты самаргинской свиты) и перекрываемые позднеэоценовыми эффузивами (андезито-базальтами кузнецовской свиты).

Тектонический анализ целесообразно начать с детального рассмотрения элементарных геологических структур, закартированных в пределах территории, ограниченной рамками данного листа геологической карты. Структуры удобнее рассматривать вкрест простирания, поэтому описание их дается с северо-запада на юго-восток, поперек простирания складок Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория. Вначале рассматриваются складчатые формы, затем трещиноватость пород и разрывы.

Для общей ориентировки в геологической структуре района описание частных структур следует начинать с определения места изученной территории в региональной структуре данной складчатой области.

---

[1] Верхние горизонты удоминской свиты, по-видимому, относятся к сенону.

Геологическая структура

По тектонической схеме П. Н. Кропоткина осевая часть Северного Сихотэ-Алиня представляет собой крупный антиклинорий северо-восточного простирания, погружающийся в северо-восточном направлении. Этот антиклинорий был назван П. Н. Кропоткиным Центральным Сихотэ-Алинским антиклинорием. Центральный антиклинорий Северного Сихотэ-Алиня заключен между протягивающимися параллельно ему Главным Сихотэ-Алинским синклинорием на юго-востоке и Нижне-Амурским синклинорием на северо-западе (см. рис. 2).

Рассматриваемый район расположен на погружении Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория и в тектоническом отношении представляет собой серию складок северо-восточного простирания, осложненных надвигами и сбросами. Пликативные дислокации в той или иной степени испытали все породы, за исключением базальтовых покровов и рыхлых отложений четвертичного возраста.

Если верхнемеловые песчано-сланцевые отложения, претерпевшие несколько фаз складчатости, несут на себе все признаки интенсивного уплотнения вещества и региональной метаморфизации, образуют сложные, переходящие в опрокинутые складки и сильно кливажированы, то уже комплекс верхнемеловых эффузивов и их туфов отличается меньшим региональным метаморфизмом и наличием более спокойных складок, а комплекс стратифицированных образований палеогена изменен незначительно и образует структуры пологих изгибов.

Общее погружение Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория в пределах рассматриваемой территории отчетливо фиксируется погружением в северо-восточном направлении шарниров антиклинальных складок различного возраста. Так, например, именно с погружением третичной антиклинальной структуры связано широкое распространение палеогеновых эффузивов в бассейне р. Яй, где они, как показано ниже, образуют пологую синклиналь, осложненную продольным антиклинальным изгибом.

Северо-восточному простиранию складок подчинена и ориентировка интрузивных массивов.

Залегание осадочных и изверженных пород, если рассматривать его в направлении с северо-запада на юго-восток — вкрест простирания складчатой структуры, представляется в следующем виде.

В северо-западной части района, на площади, превышающей 500 *км*^{2}, развиты средние и основные эффузивы и туфы палеогена. Они залегают в ядре пологой синклинальной структуры северо-восточного простирания с углами падения крыльев, не превышающими обычно 15—25°. Эта крупная синклинальная структура осложнена рядом второстепенных изгибов. В антиклинальных изгибах, осложняющих главную синклиналь, из-под эффузивов и туфов палеогена обнажаются верхнемеловые эффузивы и туфы ($\mu + \pi Cr_2 sn + d$), а также нормально осадочные отложения верхнего мела. По левобережью р. Бешеной из-под палеогеновых эффузивов выходят верхнемеловые эффузивы и туфы, прорванные гранитами. Южнее, в средней части бассейна р. Хиванды, наблюдается несогласное налегание палеогеновых эффузивов самаргинской и кузнецовской свит на верхнемеловые эффузивы и туфы.

В средней части бассейна р. Хиванды палеогеновые эффузивы образуют крыло антиклинальной складки, падающее на северо-запад под углом от 15 до 30°. Это крыло осложнено дополнительным антиклинальным изгибом, осевая линия которого вытянута вдоль одного из верхних

левых притоков р. Хиванды. В ядре этой антиклинали обнажаются верхнемеловые эффузивы.

В северо-восточной части района, в бассейне р. Яй, на площади, достигающей 750 *км*^{2}, также развиты эффузивы и туфы палеогена, несогласно залегающие на размытой и выровненной поверхности верхнемеловых терригенных отложений и на прорывающих их гранитах. Палеогеновые эффузивы образуют пологую синклинальную структуру северо-восточного простирания с углами падения крыльев, редко достигающими 30—35°. Эта структура осложнена дополнительным продольным антиклинальным изгибом, вдоль осевой линии которого эффузивы и туфы прорваны небольшими телами гипабиссальных эоценовых гранитоидов.

Далее к северо-востоку, на линии этого антиклинального изгиба, среди эффузивов обнажаются терригенные отложения верхнего мела.

Вторая полоса гипабиссальных гранитоидов эоцена, также имеющая северо-восточное простирание, прослеживается в бассейне р. Сугдаку на погружении шарнира третичного антиклинального изгиба.

Палеоценовые эффузивы и туфы окаймляют с севера и северо-востока обширное поле верхнемеловых образований — песчаников (Cr_2ud^2) и эффузивов и туфов ($\mu + \pi\, Cr_2sn + d$), прорванных крупной интрузией гранитоидов.

На севере гранитоиды контактируют с верхнемеловыми эффузивами и туфами, падающими на северо-запад под углом 30—40°. Порфириты и туфы образуют также довольно значительный останец кровли в центральной части интрузии, в верховьях р. Хиванды. Восточная часть этого останца перекрыта несогласно залегающими на порфиритах и гранитоидах палеогеновыми эффузивами. Эффузивы развиты здесь в виде небольшого пятна, вытянутого в северо-восточном направлении, и видимо, залегают в ядре второстепенного синклинального изгиба третичного возраста. В поле развития гранитоидов имеется еще несколько мелких останцев кровли, сложенных порфиритами верхнего мела.

Вдоль юго-восточного контакта интрузивного массива, в северо-восточном направлении, протягивается полоса верхнемеловых песчаников (Cr_2ud^2) шириной от 5—6 до 12—14 *км*. На северо-западе эти песчаники прорваны гранитами, на юго-востоке — перекрыты несогласно налегающими на них эффузивами и туфами верхнего мела, а на северо-востоке — скрываются под несогласно залегающими на них палеогеновыми эффузивами и туфами.

Песчаники верхней подсвиты (Cr_2ud^2) залегают в ядре крупной синклинальной складки, возраст которой, как показано ниже, является верхнемеловым (раннесенонским). В северо-западном крыле этой складки песчаники падают на юго-восток под углом 40—55°, в юго-восточном крыле они падают под несколько меньшими углами на северо-запад. Эта крупная синклинальная складка осложнена рядом дополнительных более мелких изгибов и в осевой части прорвана небольшим массивом гранитоидов, по-видимому, являющимся ответвлением расположенной северо-западнее крупной интрузии.

Далее к юго-востоку, параллельно полосе песчаников верхней подсвиты, протягивается полоса верхнемеловых эффузивов, слагающих водораздельную часть Сихотэ-Алиня (хребет Ян) и прилегающие участки. Порфириты залегают в ядре синклинальной складки с углами падения крыльев, достигающими 40°. Шарнир синклинали поднимается в северо-восточном направлении. Складка эта осложнена рядом дополнительных изгибов. В одном из них, расположенном почти на осевой линии складки, узкой полосой северо-восточного простирания обнажаются отложения

нижней подсвиты удоминской свиты (Cr_2ud^1), падающие на юго-восток под углом 50°.

На юго-западном и северо-восточном концах полоса порфиритов пальцеобразно разветвляется благодаря наличию ряда дополнительных более мелких складок. В антиклинальных перегибах туфопорфиритового комплекса обнажаются интенсивно перемятые и сильно метаморфизованные отложения ларгасинской свиты (Cr_2lg), а также песчаники и сланцы нижней подсвиты удоминской свиты (Cr_2ud^1).

Юго-восточная часть рассматриваемой территории сложена смятыми в сложные складки осадочными породами ларгасинской и удоминской свит, частично перекрытыми на востоке палеогеновыми эффузивами. Песчаники, конгломераты и сланцы нижней удоминской подсвиты (Cr_2ud^1) залегают в ядре крупной синклинальной складки северо-восточного простирания, протягивающейся из долины р. Тумнин, через среднюю часть бассейна р. Утуни, в верховья р. Чичимар и далее к северо-востоку, к верховьям р. Садуингра. На юго-западе, в правом борту долины р. Тумнин и в северной части междуречья Эльга-Утуни, отложения этой подсвиты перекрыты горизонтально залегающими четвертичными базальтами. На северо-востоке, в верховьях рр. Яй, Чичимар и Садуингра, отложения нижней удоминской подсвиты прорваны небольшими массивами гранитоидов и вместе с ними несогласно перекрыты палеогеновыми эффузивами. Обширное поле палеогеновых эффузивов занимает среднюю часть бассейна р. Чичимар и протягивается далее к северо-востоку. Эти эффузивы залегают в виде крупной пологой синклинальной структуры северо-восточного простирания. В дополнительных антиклинальных изгибах главной синклинали, а частично благодаря эрозионному врезу рек, из-под палеогеновых эффузивов обнажаются осадочные отложения верхнего мела и прорывающие их гранитоиды. В бассейне р. Чичимар в крыльях основной синклинали из-под палеогеновых эффузивов в виде полос северо-восточного простирания обнажаются верхнемеловые эффузивы. Сами палеогеновые эффузивы в ряде мест прорваны небольшими массивами гипабиссальных гранитоидов эоцена. Наиболее крупный массив этих гранитоидов расположен в междуречье Утуни-Чичимар — в юго-восточном крыле синклинали палеогеновых эффузивов, на воздымании ее шарнира.

Синклиналь палеогеновых эффузивов перекрывает часть юго-восточного крыла ранее описанной синклинали верхнемеловых отложений (Cr_2ud^1), а также ряд крупных складок, сложенных породами удоминской и ларгасинской свит. Для крупных складок верхнемеловых осадочных отложений характерно северо-восточное простирание и отчетливая асимметрия. Юго-восточные крылья антиклиналей, как правило, крутые (углы падения до 75°), местами, по-видимому, опрокинутые; северо-западные крылья значительно положе и углы их падения обычно не превышают 30°. Асимметричный характер складок хорошо виден в обнажениях по р. Утуни. Крупные антиклинальные складки, в ядрах которых обнажаются отложения ларгасинской свиты, прослеживаются: одна — из бассейна р. Тумнин (юго-западный угол планшета) в бассейн правого верховья р. Чичимар; другая — из низовьев р. Утуни в среднюю часть бассейна р. Чичимар. Значительная часть второй складки перекрыта палеогеновыми эффузивами. Эти крупные складки осложнены целым рядом дополнительных складок различных порядков.

Юго-восточный угол рассматриваемой площади сложен отложениями нижней удоминской подсвиты, залегающей здесь в крыле синклинальной складки и прорванной небольшими массивами гранитоидов. Эти массивы, по-видимому, представляют собой апикальные части одной

более крупной интрузии. На отложениях нижней удоминской подсвиты, гранитоидах и частично на палеогеновых эффузивах горизонтально залегают небольшие изолированные пятна четвертичных базальтов (βQ_I) —остатки крупного базальтового покрова.

Обнажающиеся в южной части района в ядрах антиклинальных складок сланцы ларгасинской свиты интенсивно кливажированы. Кроме трещин, связанных с поверхностями напластования, наиболее отчетливо выражены следующие системы трещин: 1) аз. пад. Ю-В 160—170° под углом 40—45° (наиболее широко и отчетливо развита); 2) аз. пад. 0° под углом 60—70°; 3) аз. пад. С-В 50—60° под углом 35—40°.

В вышележащих песчаниках и конгломератах нижней удоминской подсвиты густота сети трещин кливажа резко уменьшается и приуроченность трещин к определенным направлениям становится менее отчетливой. Степень кливажированности пород тесно связана с характером их складчатой структуры. Интенсивный кливаж сланцев ларгасинской свиты проявляется на фоне чрезвычайной сложности складок. Менее отчетливо выраженный кливаж песчаников и конгломератов сопутствует их более простым складкам.

Разрывы как сбросового, так и надвигового типов наблюдаются и в осадочных, и в изверженных породах. В условиях плохой обнаженности картирование дизъюнктивных нарушений представляло значительную трудность. Поэтому большинство разрывов, особенно мелких, не нашло отражения на геологической карте. Неясным остался также возраст многих разрывов, так как, по-видимому, имели место повторные движения по более древним разрывам и использование трещин разрывов в качестве каналов, по которым поднимались магма и ее дериваты.

К разрывам надвигового типа следует отнести многочисленные дизъюнктивные нарушения, усложняющие складки верхнемелового осадочного комплекса и часто развивающиеся на их крыльях по поверхностям кливажа. Амплитуды этих разрывов, фиксируемые в обнажениях, как правило, невелики, но в условиях чрезвычайной сложности складчатой структуры верхнемеловых осадочных толщ не исключена возможность наличия надвигов с более значительными амплитудами. Один из таких надвигов был встречен в нижнем течении р. Утуни, где в ряде обнажений глинистые сланцы ларгасинской свиты надвинуты на песчаники и конгломераты нижней удоминской подсвиты. Простирание надвига северо-восточное, падение на северо-запад под углом 40—65°. Судя по направлению борозд на притертых поверхностях, надвигание произошло с северо-запада, т. е. близко к направлению опрокидывания складок верхнемелового осадочного комплекса. Вблизи зоны надвига породы надвинутого крыла интенсивно перетерты и изобилуют кварцевыми жилами.

Об интенсивности проявления в районе разрывов сбросового типа (послескладчатые разрывы) свидетельствуют, во-первых, широкое развитие эффузивов, излияния которых в большинстве случаев носили трещинный характер; во-вторых, наличие достаточно густой сети даек (часть даек, видимо, является корнями покровов); в-третьих, глыбовый характер горного рельефа, возникший за счет поднятия и опускания отдельных блоков по зонам сбросов; в-четвертых, наличие тектонических брекчий и зон дробления в ряде обнажений.

Разрывы сбросового типа, установленные в обнажениях, имеют близкое к северо-восточному простиранию и достаточно четко прослеживаются по выходам тектонических брекчий, цепочкам мелких интрузий и по гидротермальному изменению прилегающих пород. Так, в истоках

р. Садуингра (восточный край планшета) палеогеновые эффузивы и туфы вдоль зоны разломов интенсивно грейзенизированы и прорваны мелкими интрузиями гранодиорит-порфиров и диоритов. Интенсивный катаклаз диоритов указывает на возобновление подвижек вдоль этих разломов и после внедрения гранитоидов.

Внутри крупного интрузивного массива, расположенного в западной части района, установлен разлом сбросового типа, протягивающийся из истоков р. Хиванды, через верховья ключа Невак, к юго-западу, за пределы рассматриваемой территории. К зоне этого разлома приурочены многочисленные дайки гранит-порфиров и диоритов, а также жилы спессартитов. С этой же зоной связаны интенсивные изменения гранитоидов, выражающиеся в грейненизации и окварцевании.

В целом геологическая структура рассматриваемой площади весьма сложна и характеризуется наличием нескольких структурных несогласий, обилием различных магматических пород и интенсивным проявлением трещинной тектоники.

Анализ складчатой структуры

Анализируя сложную складчатую структуру района в современном эрозионном срезе, следует исходить не только из пространственного размещения различных осадочных и магматических образований на геологической карте, но и из последовательности развития структуры по времени. Наиболее приемлемым и правильным методом анализа сложной складчатой структуры района может явиться предложенный еще в 30-х годах М. М. Тетяевым метод выделения в складчатом комплексе структурных ярусов различного возраста, связанных с проявлениями определенных фаз тектогенеза. Последовательное рассмотрение этих ярусов и их структур производится, начиная от наиболее молодых к более древним. После анализа структуры верхнего яруса его мысленно удаляют и рассматривают структуру следующего более древнего яруса. При условии применения этой методики главнейшие структурные особенности геологического строения могут быть успешно расшифрованы и таким образом будет установлена структурная взаимосвязь различных геологических образований района. Сказанное можно иллюстрировать следующим примером.

Если рассматривать расположенный в западной части района крупный массив гранитоидов на фоне складчатой структуры в целом, не принимая во внимание ее развития во времени, то создается впечатление, что интрузия прорывает крыло крупной антиклинальной складки, в ядре которой залегают отложения ларгасинской свиты. Локализация крупной гранитной интрузии в крыле антиклинали возможна. Однако в данном случае эта локализация является только кажущейся, так как возраст массива, прорывающего верхнемеловые порфириты, является раннепалеоценовым и, следовательно, необходимо выявить положение интрузии по отношению к раннепалеоценовой складчатой структуре, фиксируемой по изгибам верхнемелового туфо-эффузивного комплекса. Оказывается, что по отношению к раннепалеоценовой складчатой структуре интрузия залегает в ядре антиклинали (см. рис. 1) и структурно эта ее локализация является более закономерной и понятной.

Детальное изучение соотношений осадочных, туфо-эффузивных и интрузивных образований рассматриваемого района позволяет выделить следующие четыре структурных яруса (сверху вниз), образование которых было связано с различными этапами тектогенеза: 1) горизонтально залегающие четвертичные базальты; 2) комплекс стратифицированных палеогеновых образований с прорывающими их малыми интрузиями;

3) комплекс верхнемеловых (сенон-датских) эффузивов и туфов вместе с прорывающими их гранитоидами; 4) комплекс верхнемеловых (сеноман-туронских) осадочных отложений.

Горизонтально залегающие четвертичные базальты сохранились только в южной части района в пределах обширной депрессии. Они развиты в виде небольших пятен и залегают несогласно на выровненной поверхности сильно дислоцированных верхнемеловых осадочных отложений. По-видимому, они представляют собой остатки крупного покрова базальтов, излившихся на более или менее выровненную поверхность позднетретичного пенеплена. Части этого покрова были опущены во время глыбовых рельефообразующих движений раннечетвертичного времени, приведших к образованию депрессии окружающих хребтов.

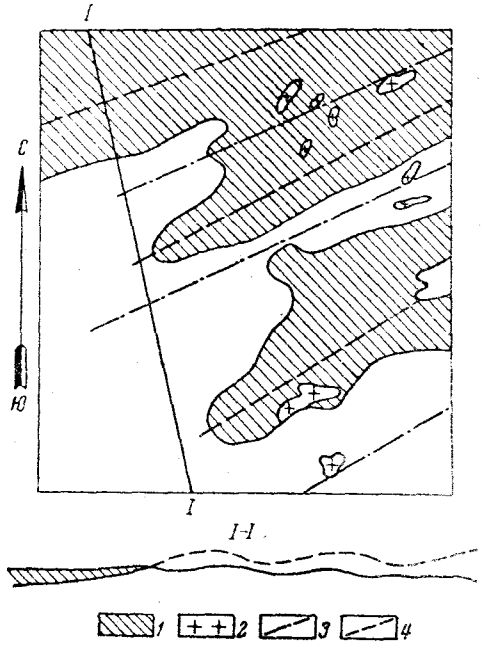


Рис. 3. Послепалеогеновая структура:

1 — стратифицированные образования палеогена; *2* — эоценовые гранитоиды; *3* — осевые линии третичных антиклинальных изгибов; *4* — осевые линии третичных синклинальных изгибов

Комплекс стратиграфированных палеогеновых образований, представленный главным образом эффузивами и туфами самаргинской и кузнецовской свит, образует ряд пологих изгибов северо-восточного (60—70°) простирания (рис. 3). Изгибы эти формировались, по-видимому, в конце палеогена и в неогене после излияния эффузивов кузнецовской свиты и характеризуют наиболее молодую пликативную тектонику района. Синклинальные изгибы в основном сложены палеогеновыми эффузивами и туфами, в антиклиналях выходят более древние образования мезозойского возраста. Осевая линия довольно крупного антиклинального изгиба протягивается из верховьев р. Хиванды на северо-восток, через верховья левых составляющих р. Бешеной, в бассейне р. Сугдаку (левый нижний приток р. Яй). В верховьях р. Бешеной и в бассейне р. Сугдаку, на погружении шарнира этой пологой антиклинали, эффузивы и туфы самаргинской свиты и более древние образования прорваны небольшими интрузиями эоценовых гранодиорит-порфиров. Обращает внимание приуроченность большинства эоценовых интрузий к осевой части антиклинали на ее погружении. Второй пологий антиклинальный изгиб третичного времени, того же северо-восточного простирания, протягивается в верховьях рр. Яй и Сеенку. Вдоль его осевой линии, между обширными полями палеогеновых эффузивов, залегающими северо-западнее и юго-восточнее, обнажаются отложения нижней удоминской подсвиты, прорванные гранитами. С этой антиклиналью также связано несколько небольших тел эоценовых гранит-порфиров. Часть эоценовых гранитоидов могла здесь оказаться невыделенной в силу плохой обнаженности и трудности отделения в полевых условиях от широко развитых раннепалеоценовых интрузивов.

Крупные пологие синклинальные изгибы пород палеогена, также обладающие северо-восточным простиранием, прослеживаются в бассейне р. Яй и в средней части бассейна р. Чичимар.

Механизм возникновения пологих изгибов мог быть двояким — либо это обычные складчатые изгибы небольшой амплитуды, либо это изгибы, возникшие в результате медленных вертикальных колебательных движений третичного времени. Во втором случае вдоль зон медленного поднятия фундамента возникали антиклинальные изгибы стратифицированных отложений палеогена, впоследствии размытые, а вдоль зон опускания — синклинальные прогибы, в которых палеоценовые эффузивы и туфы сохранились по сей день.

Более правдоподобный кажется вторая точка зрения, так как сравнительно малая мощность третичных эффузивов и туфов и отсутствие каких-либо более молодых покрывающих образований значительной мощности заставляет поставить под сомнение возможность проявления в рассматриваемом районе нормальной складчатости в третичное время. Накопление стратифицированного материала на фоне которого могла бы проявиться в третичное время складчатость, было здесь явно недостаточным.

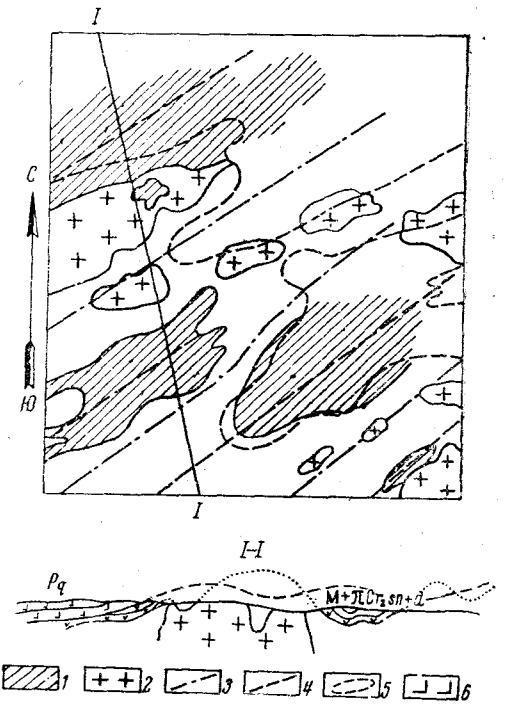


Рис. 4. Раннепалеоценовая структура:
1 — верхнемеловые эффузивы и туфы (μ+πCr₂sn+d); *2* — раннепалеоценовые гранитоиды; *3* — осевые линии раннепалеоценовых антиклиналей; *4* — осевые линии раннепалеоценовых синклиналей; *5* — современные контуры стратифицированных образований палеогена; *6* — эффузивы и туфы палеогена (на разрезе)

Третий структурный ярус, представленный туфо-эффузивными образованиями сенон-датского возраста и прорывающими их гранитоидами, отделен от палеоценовых образований структурным несогласием, связанным с проявлением фазы складчатости в раннем палеоцене (раннепалеоценовая фаза складчатости). Осевые линии складок этого структурного яруса, фиксируемых по залеганию сенон-датских эффузивов и туфов, также имеют северо-восточное простирание, но не совпадают с осевыми линиями более поздних третичных изгибов (рис. 4). Так, например, осевая линия крупной раннепалеоценовой антиклинали, протягивающейся из верховьев р. Ларгасу 2-я в верховьях р. Чичимар и далее в верховья р. Яй, почти совпадает с осевой линией крупного синклинального изгиба палеогеновых эффузивов и туфов, занимающих верховья р. Яй и бассейн р. Сеенку. Таким образом, можно говорить о возникновении синклинального изгиба к концу третичного времени на месте антиклинального изгиба, связанного с раннепалеоценовой фазой складчатости. В ядре этой раннепалеоценовой антиклинали расположена крупная интрузия гранитоидов, вытянутая в северо-восточном направлении параллельно осевой линии антиклинали (см. рис. 4), и ряд более мелких интрузивных массивов в верхней части бассейна р. Яй.

Крупная раннепалеоценовая синклиналь, сложенная сенон-датскими эффузивами и туфами, прослеживается из низовьев р. Ларгасу 2-я, вдоль хребта Ян на северо-восток, в верховья р. Чичимар. Северо-восточная часть осевой линии этой синклинали (в верховьях р. Чичимар) близка к осевой линии третичного синклинального изгиба. Таким образом, здесь имеет место возникновение третичного синклинального изгиба на месте уже сформированной более древней синклинали. Такое же совпадение раннепалеоценовой и третичной синклинальных структур, по-видимому, существует в средней части бассейна р. Чичимар (см. рис. 4).

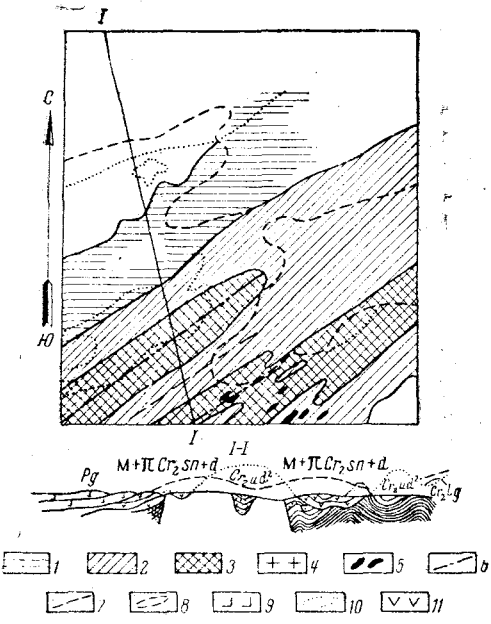


Рис. 5. Раннесенонская структура:
1 — верхняя подсвита удоминской свиты; *2* — нижняя подсвита удоминской свиты; *3* — ларгасинская свита; *4* — раннепалеоценовые гранитоиды (на разрезе); *5* — раннесенонские интрузии; *6* — осевые линии раннесенонских антиклиналей; *7* — осевые линии раннесенонских синклиналей; *8* — современные контуры стратифицированных образований палеогена; *9* — эффузивы и туфы палеогена (на разрезе); *10* — современные контуры комплекса верхнемеловых эффузивов и туфов; *11* — верхнемеловые эффузивы и туфы (на разрезе)

Наиболее древний, четвертичный структурный ярус, представленный мощной осадочной серией согласно залегающим терригенным образованиям сеномана и турона, также отделен от перекрывающего его верхнемелового туфо-эффузивного структурного яруса структурным несогласием. Это несогласие явилось следствием проявления одной из фаз альпийского тектогенеза в раннем сеноне (раннесенонская фаза складчатости). В результате интенсивных тектонических движений этой фазы сенон-датские эффузивы и туфы залегают несогласно на различных горизонтах сильно дислоцированных отложений ларгасинской и удоминской свит.

Анализ складчатой структуры сеноман-туронских отложений и выделение в ней структурных элементов, обязанных своим возникновением раннесенонской фазе складчатости, является значительно более сложным, ибо древняя складчатая структура ларгасинской и удоминской свит была переработана и осложнена более молодыми складчатыми движениями.

Складки сеноман-туронских осадочных отложений имеют северо-восточное простирание, характерное для всех стратифицированных толщ района. Однако их осевые линии, сохраняя в целом параллельность осевым линиям более молодых складок, не совпадают с последними (рис. 5). Так, например, осевая линия крупной раннесенонской синклинали, протягивающейся из среднего течения р. Ларгасу 2-я вдоль северо-западных склонов хребта Ян и сложенной верхней удоминской подсвитой, проходит в непосредственной близости от осевой линии раннепалеоценовой антиклинали. По-видимому, широкий антиклинальный изгиб, возникший в начале третичного времени, захватил несколько более узких раннесенонских складок, причем часть этих складок была уничтожена крупной интрузией, залегающей сейчас в бассейне р. Тумнин.

На схеме раннесенонской структуры района (см. рис. 5) удалось выделить несколько крупных складок северо-восточного простирания. Юго-восточнее уже упоминавшейся синклинали, расположенной на северо-западных склонах хребта Ян, протягивается антиклиналь, в значительной части перекрытая синклинально залегающими сенон-датскими порфиритами и туфами. Ядро этой антиклинали сложено осадочными породами ларгасинской свиты и нижней подсвиты удоминской свиты, а северо-западнее крыло осложнено рядом дополнительных более мелких складок. Юго-восточнее эта антиклиналь сменяется синклиналью, ядро которой слагают отложения нижней удоминской подсвиты. Следующая антиклиналь проходит вдоль левобережья р. Утуни. Вблизи осевой линии эта антиклиналь прорвана небольшими интрузиями диоритов. Таким образом, и небольшие диоритовые интрузии, возраст которых определяется (по наличию их ксенолитов в порфиритах верхнего мела) как раннесенонский, локализовались в антиклиналях раннесенонской складчатой структуры.

Детальное рассмотрение складчатой структуры района по составляющим ее структурным ярусам позволяет сделать следующие выводы.

1. Современная структура явилась следствием весьма сложного процесса развития, в котором сравнительно спокойные этапы накопления стратифицированных образований сменялись эпохами складчатых движений и интрузивной деятельности, а затем эпохами рельефообразования.

2. Структурные несогласия между сенон-датским туфо-эффузивным комплексом и более древними образованиями, между палеогеновыми эффузивами и более древними образованиями, а также несогласие между древнечетвертичными базальтами и всеми более древними породами указывают на то, что складчатая структура района была сформирована в два или три этапа.

3. В раннем сеноне весь район испытал первые проявления альпийской складчатости (раннесенонская фаза), смявшей осадки ларгасинской и удоминской свит в серию складок северо-восточного простирания. Вслед за складчатостью в районе, по-видимому, имели место поднятия, в результате которых образовался расчлененный рельеф, вскоре уничтоженный эрозией.

4. В раннем палеоцене проявилась следующая фаза альпийской складчатости, собравшая в складки сенон-датский туфо-порфиритовый комплекс и все более древние мезозойские образования. С этой фазой связано внедрение крупных гранитоидных массивов, выходы которых на дневную поверхность занимают значительную часть рассматриваемой территории.

Современная сравнительно небольшая мощность верхнемелового туфо-эффузивного комплекса, образующего самостоятельный структурный ярус, заставляет предположить, что значительная часть его была уничтожена эрозией вместе с раннепалеоценовым рельефом еще до начала излияний кайнозойских эффузивов. Эта эрозия, по-видимому, вскрыла на значительную глубину раннепалеоценовые гранитоидные массивы.

5. В позднетретичное время проявление складчатых деформаций мало вероятно. Как уже отмечалось выше, пологие изгибы туфо-эффузивного комплекса палеоцена могли возникнуть в результате вертикальных колебательных движений. Третичная интрузивная деятельность (цепочки мелких интрузий), по-видимому, имела трещинный характер, причем трещины, используемые магмой, возникали преимущественно на поднимающихся участках, дающих в настоящее время картину антиклинального строения.

6. Размах интрузивных проявлений заставляет считать наиболее интенсивной для данного района раннепалеоценовую фазу складчатости.

7. Намечающаяся локализация интрузий разного возраста в ядрах антиклиналей этого же возраста указывает на чрезвычайно активную роль магмы в образовании складчатой структуры и тектонических поднятий. Если эта закономерная локализация подтвердится для значительных площадей, она может помочь в расшифровке сложных складчатых структур.

8. Наиболее ранняя из устанавливаемых — верхнемеловая (раннесенонская) фаза складчатости, дислоцировавшая терригенные осадочные образования ларгасинской и удоминской свит и характеризовавшаяся сравнительно слабыми проявлениями интрузивной деятельности, явилась переломным моментом в истории развития района. Если до этой фазы преобладало накопление нормально осадочных образований и проявления магматической деятельности были незначительными, то после нее район превращается в арену мощных вулканических явлений, и на смену нормальным осадочным образованиям приходит накопление эффузивного и пирокластического материала.

9. Эффузивная деятельность конца верхнего мела и кайнозойского времени не была непрерывной. Структурные несогласия и размывы между эффузивными комплексами указывают, что вслед за накоплением эффузивного и пирокластического материала следовали складчатость, рельефообразование и эрозия, а затем уже на более или менее пенепленизированной поверхности возобновлялись излияния лав и накопление туфов.

10. Современный горный рельеф района возник после излияния нижнечетвертичных базальтов и, по-видимому, был связан с глыбовой переработкой того пенеплена, на поверхность которого изливались покровы базальтов.

Заключение

Предложенное в настоящей статье направление тектонического анализа не является единственно возможным. Ряд геологов при анализе геологических структур избирает иной путь, рассматривая структуры в хронологической последовательности — от наиболее древних к молодым. По мнению авторов, такой «стратиграфический» подход к тектоническому анализу является менее удачным, ибо знаменует собой путь от сложного к простому, противоречащий методологии диалектического мышления. Однако методы научного исследования не могут быть строго рецептированы и метафизически уложены в ту или иную совокупность параграфов. Поэтому авторы надеятся, что геологи, занимающиеся вопросами тектонического анализа, выскажутся по существу затронутых в данной статье вопросов, в частности — о применимости тех или иных приемов тектонического анализа при рассмотрении различных типов геологических структур.