

Научные сообщения

УДК 551.432(235.47)

© 2004 г. И.А. ВДОВИНА

Морфоструктура Баджальского хребта

В практике геологоразведочных работ для оценки перспективности рудоносных площадей широкое применение нашли структурно-геоморфологические методы, в частности, морфоструктурный анализ, основанный на пространственно-временной связи рельефа с геолого-структурными особенностями территории. В процессе развития морфоструктуры происходит формирование современного облика рельефа и вывод месторождений и зон минерализации на современную поверхность. Поэтому для получения прогнозной оценки рудоносных площадей обычно ставятся две задачи: 1 – выяснение морфоструктурного плана исследуемого района, 2 – определение величины денудационного среза как критерия оценки перспективности оруденения этой территории [1, 2]. На первом этапе работы автором было проведено морфоструктурное районирование Баджальского хребта с целью определения общего морфоструктурного и неотектонического плана и выявления его основных морфоструктурных элементов.

Методика морфоструктурного исследования

Для создания морфоструктурной и неотектонической модели Баджальского хребта применена методика специализированного морфоструктурного анализа рельефа, разработанная И.К. Волчанской, Н.Т. Кочевой, Е.Н. Сапожниковой [3, 4] непосредственно для исследования горных областей и позволяющая установить элементы морфоструктурного плана мезозойских орогенических областей. Эта методика опирается на тот факт, что особенности современного рельефа во многом обусловлены геологическим строением и тектонически предопределены и унаследованы от более древнего структурного плана. Основу методики составляет комплексное морфоструктурное исследование рельефа на базе изучения его морфографических и морфометрических характеристик с последующим сопоставлением полученных результатов с геолого-геофизическими особенностями строения. Эта методика включает элементы и приемы трех методик: 1) обобщенного рельефа [5–8], 2) гониобазит и гониогипсобазит [9, 10] и 3) определения блоковой структуры и расчетов амплитуд движений по разломам [11]. Для соблюдения принципа соразмерности выделяемых морфоструктурных элементов применен способ учета порядка долин по Р.Е. Хортону [12] и В.П. Философову [10, 13].

В качестве источника информации о рельефе Баджальского хребта использованы топографические карты масштабов 1 : 2500000, 1 : 1000000 и 1 : 200000. Приведенные в статье схемы составлены на основе топографических карт м-ба 1 : 2500000.

Для выявления неотектонической структуры была построена модель вершинной поверхности (рис. 1) – поверхности, касательной к максимальным высотам рельефа

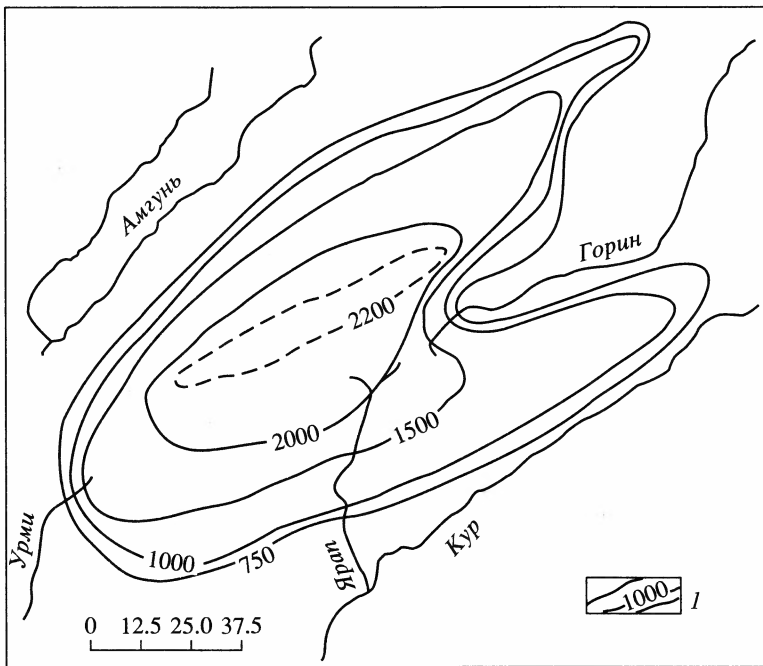


Рис. 1. Схема вершинной поверхности морфоструктуры Баджальского хребта
1 – морфоизогипсы и их высоты

и представляющей одновысотные гребни водоразделов как результаты динамического равновесия рельефа в условиях компенсации неотектонических движений экзогенными процессами [14–16]. Построение вершинной поверхности было сделано по методике построения карт обобщенного рельефа [5–8].

Дополнительную информацию о неотектонической структуре дают поперечные и продольный профили вершинной поверхности. Для установления основных морфоструктурных элементов и выявления блоковой структуры последовательно были осуществлены следующие приемы [4].

1. Анализ морфографических особенностей рельефа с целью выделения разрывных нарушений по их морфоструктурным признакам (в основном по элементам орографии). При этой операции получаем сеть новейших и омоложенных прямолинейных, кольцевых и дугообразных разломов разного порядка, разбивающих территорию на отдельные участки (блоки).

2. Анализ морфометрических характеристик рельефа: абсолютных высот водоразделов и долин, максимальных отметок водоразделов и седловин, гипсометрических уровней и относительных превышений полученных участков. Для отнесения двух соседних участков к разным блокам была установлена гипсометрическая ступень – минимальная разница их высот. Она принимается 0.1 от разницы значений между максимальной и минимальной абсолютными высотами в пределах изучаемой площади [11]. Для Баджальского хребта она составляет 500 м при дешифрировании карты м-ба 1 : 2500000.

3. Анализ полученных данных по морфологии и морфометрии рельефа и выделение морфоструктурных элементов различного типа с последующим их ранжированием и сопоставлением с материалами по геологии, магматизму и геофизике. В итоге составлена морфоструктурная схема Баджальского хребта (рис. 2), на которой отражены линейные, кольцевые и объемно-площадные морфоструктурные элемен-

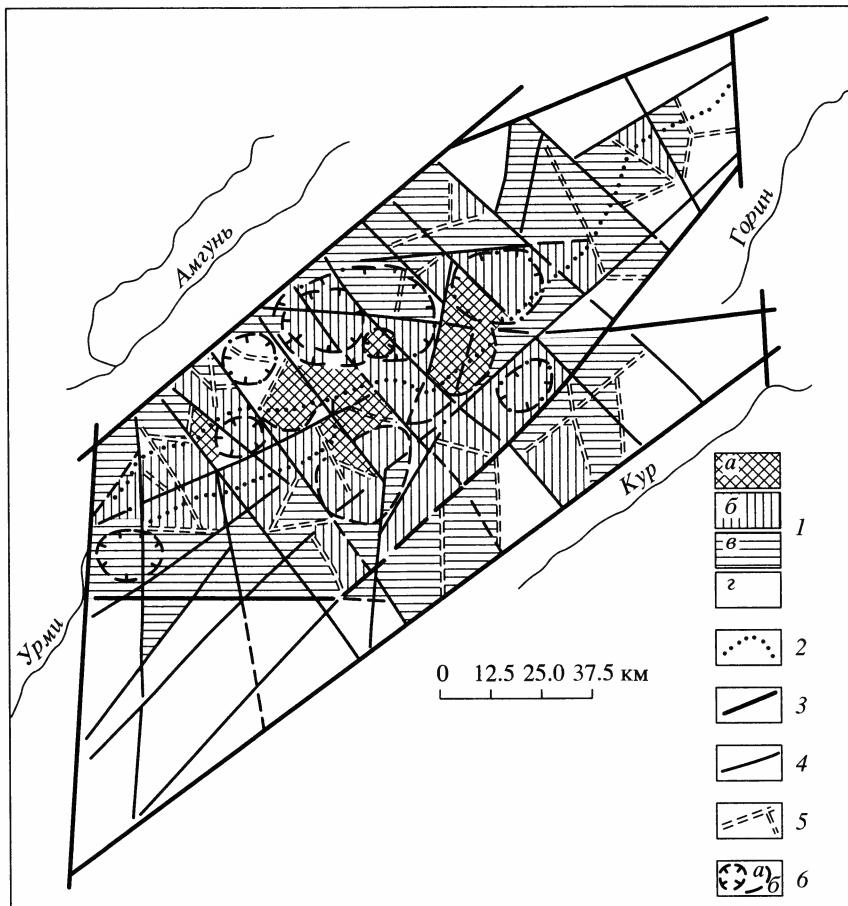


Рис. 2. Морфоструктурная схема Баджальского хребта

1 – шкала фоновых высот (а – свыше 2000 м, б – 2000–1500 м, в – 1500–1000 м, з – ниже 1000 м); 2 – ось Баджальского хребта; линейные морфоструктуры: 3 – линеаменты I порядка, 4 – линеаменты II порядка, 5 – блокоразделяющие разломы; б – кольцевые морфоструктуры (а – кальдерного типа, б – купольного типа)

ты разных порядков. Элементарные блоки оконтурены по проявленным в рельефе естественным тектоническим границам (разломам) и по крайним замкнутым морфоизогипсам с учетом принятой гипсометрической ступени. Это участки поверхности, относительно однородные по количественным показателям элементов рельефа. Каждый блок характеризуется своим гипсометрическим уровнем и отмечен максимальной высотной отметкой.

В результате примененной методики морфоструктурного анализа определена неотектоническая структура Баджальского хребта, установлены основные морфоструктурные элементы и выявлено блоковое строение.

Основные черты рельефа и геологического строения Баджальского хребта

Баджальский хребет находится в пределах Верхнебуреинского административно-го района Хабаровского края (Приамурье). Он протягивается в северо-восточном направлении между реками Амгунь, Кур и Горин, являясь их водоразделом. Общая длина хребта до 220 км, ширина – до 70 км. По орографическим признакам Бад-

жальский хребет считается среднегорным сооружением с отдельными участками высокогорья [17]. Абсолютные высоты хребта колеблются от 800 м на ЮЗ до 2100–2200 м в центральной части, снижаясь до 1000 м и ниже (478 м) на СВ. Максимальная высота – 2221 м, относительные превышения хребта над днищами долин изменяются от 600 до 1000 м. Крутизна склонов достигает 30–50°.

По особенностям рельефа Баджальский хребет разделяется на юго-западную, центральную и северо-восточную части. ЮЗ часть хребта характеризуется меньшими абсолютными высотами (до 1800 м) и относительно менее расчлененным рельефом (глубина расчленения до 600 м). Центральная часть хребта имеет более резко расчлененный рельеф, высокие скалистые склоны: абсолютные отметки вершин изменяются от 1800 до 2200 м, относительные превышения составляют 800–1000 м. Водораздельные поверхности преимущественно островершинные. В СВ части Баджальский хребет сужается до 12–15 км, преобладают абсолютные высоты менее 1500 м. Рельеф слабо расчлененный, перепад высот 100–400 м. Постепенно в СВ направлении хребет выполаживается с уменьшением высоты до 400 м и сужается до 5–10 км.

Баджальский хребет является частью Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы, входящей в состав Тихоокеанского геосинклинального пояса, и расположен в зоне ее сочленения с Буреинским срединным массивом [17, 18]. Зона сочленения в физическом поле Земли выражена субмеридиональной полосой магнитных аномалий и положительными аномалиями силы тяжести [18–20].

В геологическом строении Баджальского хребта участвуют породы разного возраста, образующие самостоятельные структурные этажи и комплексы. Нижний структурный этаж представлен верхнепротерозойским и палеозойским комплексами, средний – нижнемезозойским комплексом, а верхний структурный этаж – верхнемеловым и кайнозойским комплексами. Породы позднемезозойских магматических образований составляют Баджальскую внутриматериковую вулканическую зону [18], сформированную на осадочных породах домелового возраста. По периферии этой вулканической зоны на склонах глубоко врезанных речных долин вскрываются докембрийские и палеозойские отложения. Четвертичные отложения отмечаются в нижних аккумулятивных частях склонов и в долинах рек.

Морфоструктурные особенности района

Основные черты геоморфологического строения района исследования обусловлены крупными тектоническими структурами, но полного совпадения между ними нет [17, 21, 22].

По современным представлениям Баджальский хребет является составной частью Хингано-Охотского орогена Сихотэ-Алинской складчатой системы [22, 23]. Ороген расположен в зоне обрамления Буреинского массива, протягивается на 800 км при ширине 200–250 км параллельно Сихотэ-Алинскому орогену и отделяется от него Среднеамурской депрессией и Эворон-Тугурской системой впадин. Вся территория орогена сформировалась в результате мелового-кайнозойского тектогенеза и представляет единое вулканоплутоническое сооружение. Пространственно оно наложено на восточную окраину Буреинского массива, западный фланг Сихотэ-Алинской геосинклинальной области и на северную окраину Монголо-Охотского пояса. В тектоническом строении огромное значение имеют многочисленные разломы, которые укладываются в системы ортогональных и диагональных направлений и “отвечают” разрывным нарушениям Буреинского срединного массива, Сихотэ-Алинской складчатой системы и Монголо-Охотского пояса. Основу наиболее древнего структурного плана составляют субмеридиональные (Буреинские), субширотные и северо-западные (Монголо-Охотские) нарушения. Северо-восточные нарушения сформировались в период заложения Сихотэ-Алинской складчатой системы и определяют общий план орогена.

На основании геолого-геофизических данных [23] Хингано-Охотский ороген разделен на ряд самостоятельных сводовых морфоструктур: Кур-Урмийскую, Верхнеамгунскую, Верхнебуреинскую и др. Баджальский хребет входит в состав Верхнеамгунской морфоструктуры, протягивающейся в СВ направлении вдоль Хинганской системы разломов. Помимо Баджальского она включает еще северную часть Буреинского хребта и южную часть Дуссе-Алиня. Центральную часть Верхнеамгунской морфоструктуры занимает Верхнеамгунский грабен, разделяющий ее на два сегмента: Баджальский и Дуссе-Алинский. Оба сегмента имеют близкие абсолютные высоты – 2000–2200 м. Осевые зоны сегментов в плане представляют дуги, обращенные выпуклостями к периферии свода и разделенные полосой пониженного рельефа. Структура гравитационного поля свода повторяет морфологию современного рельефа: обоим сегментам отвечают глубокие гравитационные минимумы.

В истории Баджальского сводового поднятия выделяется мезозойский тектономагматический цикл, который завершается интенсивным наземным вулканизмом, сопровождаемым внедрением гранитоидных интрузий. Формируется ороген вулканоплутонического типа, в развитии которого отмечается определенная стадийность. В.В. Середин [23], изучая сводовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса, также установил последовательность формирования сводовых поднятий и выделил четыре стадии их развития с последовательной сменой магматических формаций.

Развитие Баджальского сводового поднятия в составе Верхнеамгунской структуры началось в конце нижнего мела и связано с формированием мезозойского Тихоокеанского подвижного пояса. По данным В.В. Середина [23], В.Г. Сахно и С.О. Максимова [24], в формировании сводового поднятия можно выделить предорогенную стадию и три стадии орогенного развития. Предорогенная стадия проявляется в нижнем мелу с заложения небольших грабенов по периферии свода вдоль активизированных разломов СВ и широтного направления и сопровождается излиянием пород пикрит-щелочно-базальтового (даянского) комплекса. Собственно орогенный этап отмечается резким усилением восходящих движений и образованием специфических орогенных формаций, имеющих цикличное строение. Эти циклы отражают стадии развития сводового поднятия. Раннеорогенная стадия проявлена в позднем мелу и связана с формированием лакского комплекса, приуроченного к прогибам и депрессиям. Среднеорогенная стадия характеризуется развитием магматизма баджальского комплекса в интрузивной и эффузивной формах. Завершается стадия становлением урмийских гранитоидов. Геолого-геофизические данные [25] показали наличие под эффузивами Баджальского сегмента магматического очага плавления (на глубине 200–500 м), выступами которого являются Верхнеурмийский гранитный массив и другие, более мелкие массивы гранитов. Образование этого очага сопровождалось вздыманием, перестройкой и усложнением структурного плана в связи со сводово-блоковыми деформациями над очаговой зоной. В позднеорогенную стадию формируется вулканоплутонический силянский комплекс. Деструктивная стадия развития свода началось в олигоцене, когда в осевой ослабленной зоне заложилась крупная впадина, выполненная толщей грубообломочных угленосных осадков. Состав обломочного материала, поступающего в Среднеамгунскую впадину, свидетельствовал об активизации тектонических поднятий в пределах обоих сегментов [24, 26].

Неотектоническая структура Баджальского хребта представляет собой сложное гетерогенное сводово-блоковое поднятие, вытянутое в северо-восточном направлении, согласно с простираем мезозойских структур. В плане структура имеет овальную форму шириной до 40–50 км при длине до 190–200 км. Общий перепад высот изменяется от 1400 до 1800 м. Подошва свода проходит по морфоизогипсе 750 м. Вершинная поверхность, ограниченная морфоизогипсой 1800 м, имеет ширину до 35 км и длину около 100 км и в плане повторяет контур сводового поднятия (рис. 1). Аномально высокие точки свода (более 2200 м) протягиваются узкой полосой в центре поднятия.

Сводовое поднятие ограничено крупными разрывными нарушениями, пересечение которых образует многогранный блок (рис. 2). Среди разломов огромная роль принадлежит Курской и Амгунской зонам СВ разломов, ограничивающим свод с СЗ и ЮВ и подчеркивающим унаследованность позднемезозойского структурного плана. С ЮЗ граница Баджальской морфоструктуры совпадает с одним из субмеридиональных разломов Буреинской группы разрывных нарушений, с СВ – с одним из разломов СЗ направления.

В центральной части свода проходит Верхнеурмийский разлом, разделяющий его на две части. В рельефе это отражено разветвлением Баджальского хребта на собственно Баджальский, расположенный к северу от Верхнеурмийского разлома, и параллельную ему ветвь с южной стороны разлома. Северная часть свода характеризуется более высокими отметками вершинной поверхности (более 2200 м). Южная часть по площади занимает несколько большее пространство, но максимальные высоты ее не превышают 2100 м. Эта разница в высотах позволила предположить, что северная часть свода приподнята по Верхнеурмийскому разлому относительно южной части на 150–200 м. По-видимому, в период общего воздымания происходило растяжение. В результате разгрузки напряжения и образовался Верхнеурмийский разлом, в современном рельефе выраженный долиной верхнего течения р. Урми.

Дополнительную информацию о неотектонической структуре дают продольный и поперечные профили Баджальского хребта и вершинной поверхности. Продольный профиль построен по оси Баджальского хребта, поперечные профили – перпендикулярно продольному, пересекая его в западной и центральной частях.

Продольный профиль (рис. 3 А), показывает, что форма сводового поднятия куполообразная, практически с плоской однотипной вершинной поверхностью на абсолютных высотах 1800–2000 м, с более крутым ЮЗ склоном (до 40°) и относительно более пологим СВ.

На поперечных профилях (рис. 3 Б) также отчетливо виден куполообразный изгиб и асимметричное строение свода: более крутое СЗ крыло и более пологое ЮВ. Северо-западное крыло свода характеризуется меньшей площадью и более крутыми углами наклона, что отражается в сгущении морфоизогипс. Юго-восточное крыло имеет большую площадь, более пологие углы наклона. В его строении выделяются предгорные ступени, отделенные от основной части свода и друг от друга тектоническими уступами, проходящими через долины рек Суйгачан, Кукчан, Кур, Ярап, Олгосо. Возможно, это объясняется влиянием Курской зоны разломов, которая вовлекает в опускание, обращенное к ней крыло свода.

Сводово-блоковое строение хорошо подтверждается и особенностями геофизических полей [20, 23, 25, 27]. Контурам сводово-блоковой морфоструктуры отвечают контуры минимума гравитационного поля и повышенные значения мощности земной коры, которая в ее пределах достигает 41 км, а в депрессиях составляет около 30 км. Поднятию соответствует увеличенная мощность гранитного слоя. В гравитационном поле хорошо проявлены крупные линейменты, ограничивающие морфоструктуру Баджальского хребта и являющиеся границей самого гранитного плутона, а также часть разрывных нарушений более низкого порядка.

Особенности морфоструктурного плана находят отражение и в распространении магматических пород. Геофизическими работами [25, 27] была закартирована крип-тобатолитовая часть Баджальского гранитного купола. Анализ схемы изогипс поверхности кровли гранитов (рис. 4) выявил, что контур морфоизогипс сводового поднятия в плане подобен контуру изогипс кровли гранитов. Поверхность кровли гранитов имеет овальную форму, вытянутую и постепенно сужающуюся в СВ направлении. Анализируя поверхность кровли гранитного плутона, поверхность сводового поднятия и рельеф поверхности Баджальского хребта, можно говорить об их практически полном соответствии. Современный рельеф Баджальского хребта, поверхность его сводового поднятия наследуют первичную интрузивную форму гранитного плутона, а отдельные разломы находят отражение и в кровле гранитов.

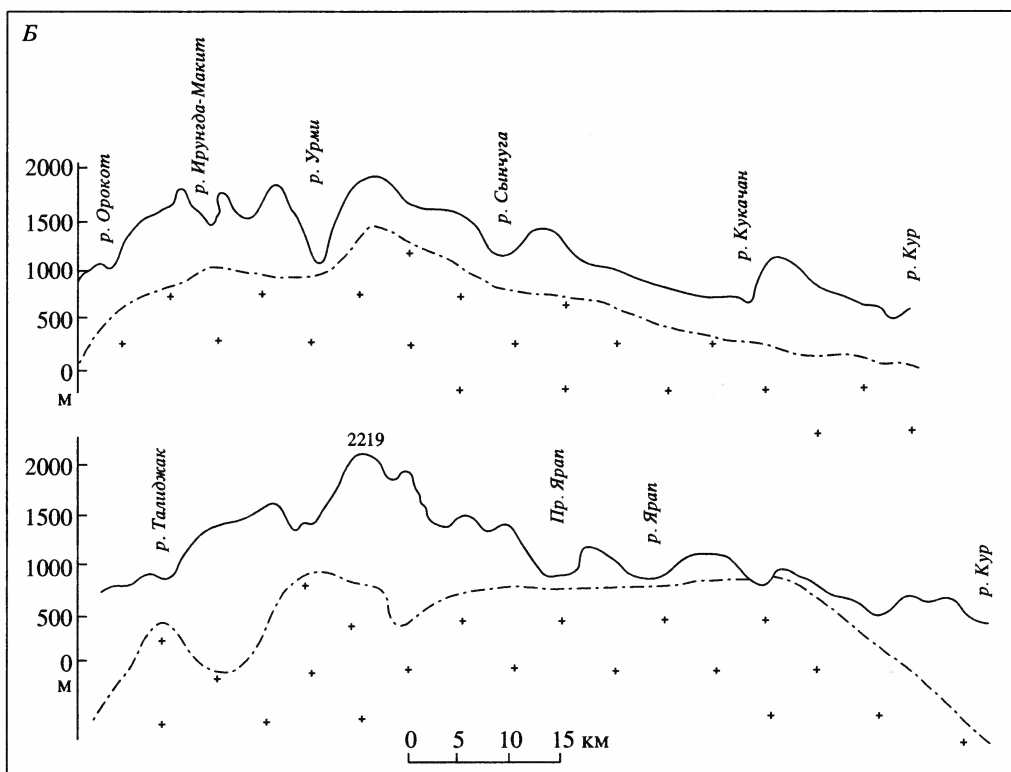
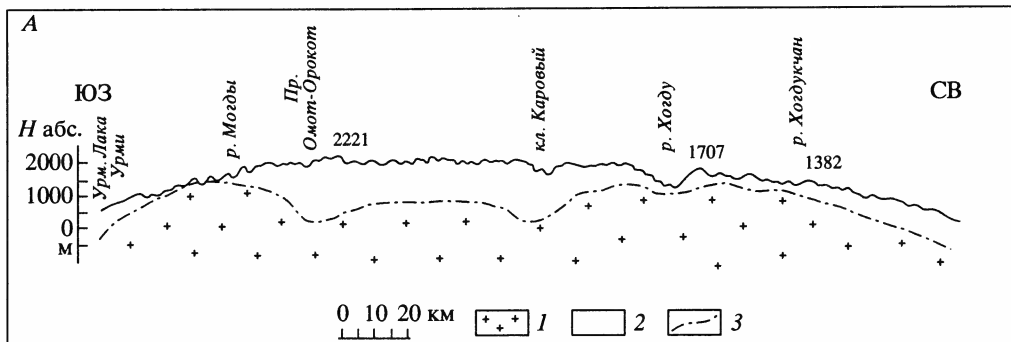


Рис. 3. Продольный (А) и поперечные (Б) профили вершинной поверхности Баджалского хребта
 1 – граниты, 2 – толщина перекрывающих граниты пород, 3 – поверхность кровли гранитного плутона

В современной структуре Баджалского хребта проявлены структурные элементы геосинклинального этапа развития и этапа тектономагматической активизации. Элементы орогенного этапа образуют собственно сводовое поднятие, разбитое разрывными нарушениями на блоки. Тектономагматическая активизация, сопровождаемая процессами наземного вулканизма и магматизма, образует локальные вулканотектонические формы, осложняющие сводово-блоковое сооружение.

Основными морфоструктурными элементами являются линеаменты, кольцевые структуры, элементарные блоки, структурно-литоморфные комплексы. Линеаменты I порядка представлены крупными разломами, являющимися границами морфоструктурной зоны, которые трассируются по наложенным депрессиям, впадинам и уступам, высоты которых достигают 0.5–0.8 км. К линеаментам II порядка относят-

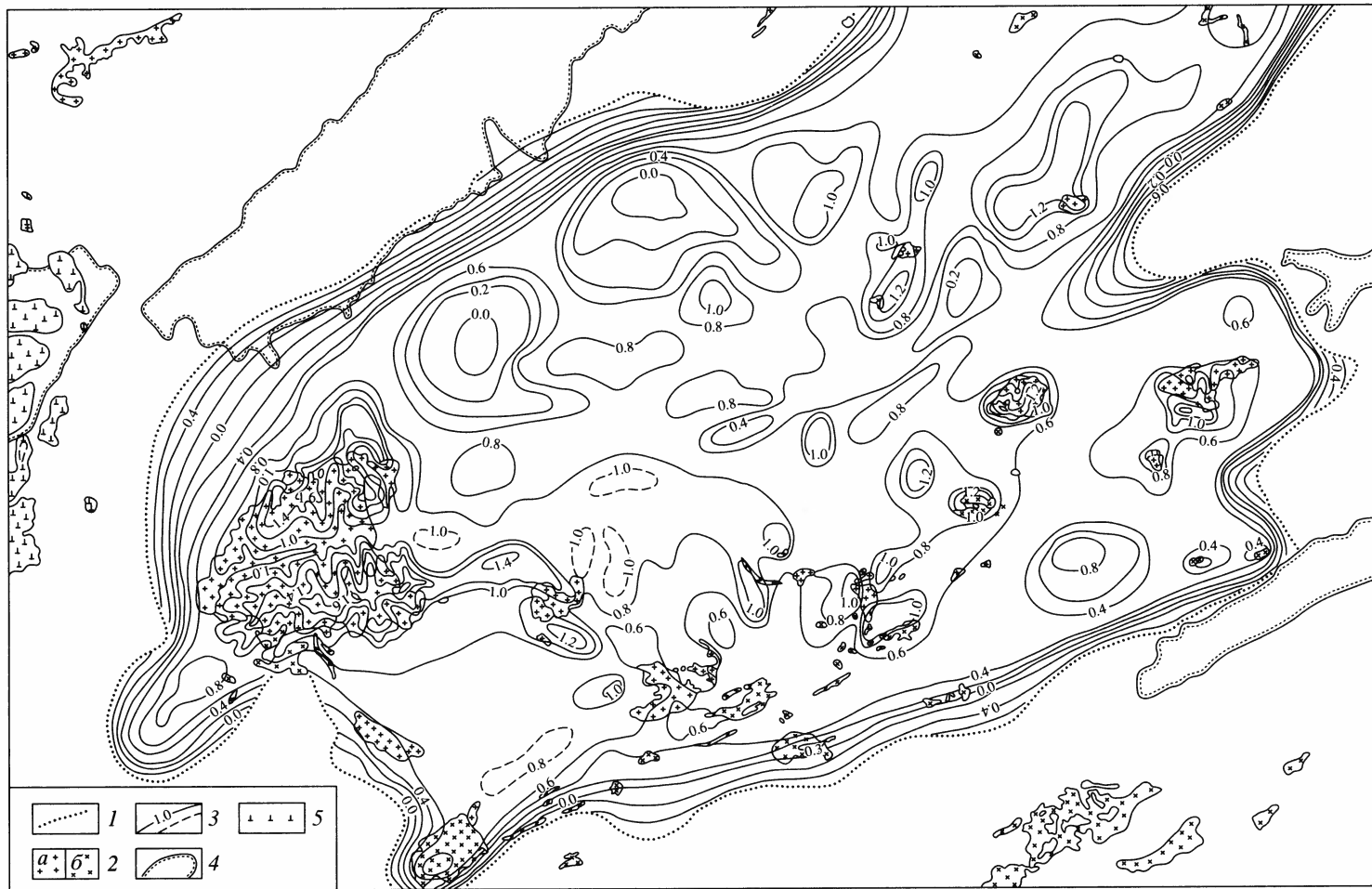


Рис. 4. Карта рельефа кровли гранитов юго-западной части Баджалского гранитного плутона (по материалам Э.Н. Лишневого, [27])

1 – контур гранитного плутона под вмещающими породами, 2 – площади выхода на дневную поверхность (а – гранитов, б – гранодиоритов), 3 – изогипсы кровли гранитов (абс. высоты, км), 4 – контуры наложенных впадин, 5 – неоген-четвертичные плато – базальты

ся разрывные нарушения ортогонального и диагонального простираний, выделяемые при дешифрировании мелко и крупномасштабных топографических карт. Они прослеживаются по прямолинейным участкам долин рек, седловинам на водоразделах, по резким перегибам рельефа и зонам интенсивной трещиноватости пород. В основном, они являются сбросо-сдвигами и сдвигами [22]. Наиболее четко в рельефе отражены линеаменты СЗ простирания в виде линейных отрезков долин рек (притоков Амгуни и Кура III и IV порядка). Система СЗ разломов определяет поперечную морфоструктурную зональность сводово-блокового поднятия Баджальского хребта. Линеаменты III порядка представлены блокоразделяющими прямолинейными разрывными нарушениями, картирующимися при дешифрировании топокарты м-ба 1 : 200000, часть их подтверждается и геологически.

Кольцевые морфоструктуры имеют широкое распространение в пределах ареала развития вулканических пород. Они представлены кальдерными, купольными формами и надинтрузивными поднятиями. Морфологически они подчеркиваются гидросетью, развитой по системам дуговых и радиальных разломов, отдельными дугообразными участками долин, радиальным расположением притоков, перегибами склонов, рисунком горизонталей, а также дугообразными зонами повышенной трещиноватости. Наиболее распространены кальдерные формы с кольцевыми хребтами по периферии и относительно опущенными центральными частями. Размеры кольцевых морфоструктур от 2–3 до 30–40 км. Наиболее крупной и изученной является Гербинская кальдера, имеющая в поперечнике до 40 км.

Кольцевые морфоструктуры меньших размеров разнообразны по форме и представлены круговыми, полукруговыми и овальными формами от 2 до 20 км в поперечнике. Сопоставление данных морфоструктурного анализа с геологическим строением показывает тесную корреляцию распространения кольцевых структур с ареалом развития эффузивно-интрузивного комплекса: практически все они связаны с экструзиями липаритов.

Многочисленные разломы расчленили свод на системы разновысотных блоков и обусловили его мозаично-блоковое строение (рис. 2). Проявление различных систем нарушений образовало ячеистую структуру блоков. Элементарные блоки характеризуются единым гипсометрическим уровнем вершинной поверхности, различной интенсивностью движений и морфологическими особенностями. Блоки отличаются друг от друга по максимальным высотам и высоте вершинной поверхности, наклону поверхности, направлению перемещения и внутреннему строению. Сопоставляя фоновые высоты блоков, можно отметить концентрическое строение морфоструктуры. В осевой части сводово-блокового поднятия располагаются наиболее приподнятые блоки (более 2000 м). Максимально высокие блоки образуют несколько разобщенных участков вдоль осевой зоны. К периферии поднятия происходит понижение их высот: здесь располагаются низкие блоки (1000 м), а максимально низкие (с высотами менее 1000 м) – приурочены к краевой зоне восточной части свода. Отмечается наклон вершинных поверхностей отдельных блоков от осевой зоны к периферии, что отражает общий наклон крыльев свода. По-видимому, определенную роль здесь сыграли пограничные разломы, которые как бы втянули в погружение примыкающие к ним блоки.

В блоковом строении сводового поднятия по различиям фоновых высот, степени дифференцированности и внутренней расчлененности, особенностям внутреннего строения можно выделить три макроблока. Первый макроблок – самый крупный и высокий, расположен в ЮЗ части поднятия. Для него характерны максимальные высоты свода (1800–2000 м), здесь сосредоточены основная часть кольцевых морфоструктур. Далее к востоку расположен второй макроблок с преобладающими высотами до 1600 м. Третий макроблок является самым низким: он как бы опущен относительно первых двух на 300–500 м, его вершинная поверхность располагается ниже 1000 м.

Прослеживается связь фоновых высот блоков с особенностями их литологического строения. Блоки с фоновыми высотами свыше 1600 м соответствуют полю развития вулканитов. Аномально высокие блоки (более 2000 м) приурочены к субвулканическим интрузиям и экструзиям липаритов и липарито-дацитов. Блоки с наиболее низкими значениями фоновых высот прослеживаются в зоне распространения осадочных пород палеозойского и мезозойского возраста.

Структурно-литоморфные комплексы пород – это совокупность морфографических, морфологических, морфометрических характеристик рельефа, обусловленных литологическими и структурными свойствами слагающих их горных пород [4]. На исследуемой территории выделены следующие крупные структурно-литоморфные комплексы:

1. Эффузивных пород кислого состава с характерным для него высоким гипсометрическим уровнем (более 1800 м), сильно расчлененным рельефом (до 600–800 м) с крутизной склонов до 35–50°, с повсеместно развитыми курумами, с узкими, нередко скалистыми водоразделами.

2. Интрузивных пород кислого состава (гранитов), характеризующийся менее расчлененным рельефом, более плоскими и широкими водораздельными поверхностями, не превышающими 1800 м.

3. Осадочных пород позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, широко развитый в СВ части Баджальской морфоструктуры, занимает высотный ярус менее 1500 м, постепенно снижаясь к северу до 500 м, и отличается слабо расчлененным рельефом с глубиной вреза от 500 м до 200 м и менее в крайней северо-восточной части.

Таким образом, морфоструктурный план Баджальского хребта определяется сочетанием блоковых, линейных и кольцевых морфоструктур. Основные крупные черты его характеризуются унаследованной вытянутостью в северо-восточном направлении, поперечной неоднородностью, наличием многочисленных кольцевых и купольных форм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воскресенский С.С.* Тектонические формы рельефа // *Вопр. географии.* М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 15–25.
2. *Симонов Ю.Г.* Две основные геоморфологические задачи при поисках эндогенного оруденения // *Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения.* Чита: Изд. Забайк. фил. ГО СССР, 1968. С. 3–8.
3. *Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н.* Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 152 с.
4. *Волчанская И.К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239 с.
5. *Курдюков К.В.* Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления // *Бюл. комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР.* 1962. № 27. С. 118–132.
6. *Симонов Ю.Г., Лукашов А.А.* Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур ЮВ Забайкалья // *Зап. Забайк. отд. ГО СССР.* 1963. Вып. 21. С. 170–179.
7. *Шубина Н.Г., Аристархова Л.Б.* Методика восстановления “первичного” тектонического рельефа по топографической карте (в условиях слабо эродированных равнин) // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География.* 1965. № 2. С. 34–41.
8. *Аристархова Л.Б.* Морфоструктурный анализ аэрокосмических снимков и топографических карт. М.: Изд-во МГУ, 2000. 64 с.
9. *Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1960. 93 с.
10. *Философов В.П., Черняев Ю.В.* Применение морфометрического метода для выявления разрывных нарушений и блоковой тектоники в складчатых областях // *Морфометрический метод при геологических исследованиях.* Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1963. С. 189–197.

11. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. 232 с
12. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 232 с.
13. Философов В.П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях // Вопр. морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1967. С. 4–66.
14. Уфимцев Г.Ф. Картографический анализ при изучении неотектонических горных стран // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 78–85.
15. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере востока СССР). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 184 с.
16. Скублова Н.Т. Геоморфологический анализ при прогнозно-металлогенических исследованиях. Л.: Наука, 1991. 193 с.
17. Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 19. Ч. 1. 736 с.
18. Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджалского района. Хабаровск: Хабаровское книжн. изд-во, 1975. 320 с.
19. Лишневский Э.Н., Елисеев И.С., Богомазова Т.А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным // Сов. геология. 1968. № 7. С. 75–85.
20. Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 21–32.
21. Вдовин А.В. История развития рельефа Дальнего Востока. М.: Недра, 1984. 270 с.
22. Морфоструктурные исследования: теория и практика. М.: Наука, 1985. 212 с.
23. Середин В.В. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 180 с.
24. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 272 с.
25. Шапочка И.И., Головкин Б.А., Шанцын К.А. Характер физических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области // Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 181–187.
26. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
27. Лишневский Э.Н., Бескин С.М. Объемное строение и пространственное положение оловорудных и редкометалльных районов // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 60–75.

ФГУГП Волгагеология

Поступила в редакцию
10.06.2003

MORPHOSTRUCTURE OF BADJAL'SKY RIDGE

I.A. VDOVINA

S u m m a r y

The morphostructural scheme of Badjal'sky Ridge (Amur basin) is compiled. Heterogeneous arch-block rise of Badjal'sky Ridge was formed during Late Mesozoic tectono-magmatic activization and impeded by ring morphostructures. The morphostructural pattern of the ridge is controlled by combinations of linear and ring structures, structural-lithomorphic complexes and elementary blocks. On the whole inherited N-E strike (Sikhote-Alin), transversal zoning, and development of ring structures characterize the morphostructure. The morphostructural features correspond to gravity field and boundaries of granite intrusive.