

**Чуйская котловина (юго-восточный алтай):
ЕСТЬ ЛИ ВОЗМОЖНОСТЬ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО
МОРСКОГО БАССЕЙНА?**

В.В. Бутвиловский¹, Я.М. Гутак²

¹*Лейбниц-институт полимерных исследований, г. Дрезден, Германия;*

²*Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия*

Макрорельеф Горного Алтая, представленный низкогорно-среднегорными и высокогорными хребтами, нагорьями и плато, межгорными котловинами и глубокими грабенообразными долинами, обусловлен неоднородностью земной коры и тектоническими перемещениями ее блоков. Большинство исследователей считает, что неотектонические движения создали горную страну Алтай и его межгорные впадины на месте мел-палеогенового пеплена в олигоцене-плейстоцене. При этом перемещения имели амплитуды до 1000-2000м в пределах низкогорно-среднегорного рельефа и до 2000-4000м – в высокогорье, утверждается, что наибольшая их интенсивность и величина были свойственны эоплейстоцен-плиоцену (Богачкин, 1981; Девяткин, 1965; Зятькова, 1977). Основой для выделения фаз тектонических движений служат смены состава отложений предгорных и межгорных впадин, а для оценки амплитуд перемещений – высотное положение фрагментов поверхности выравнивания, считающихся мел-палеогеновыми.

Эти представления во многом базируются на изучении Чуйской межгорной котловины (Юго-Восточный Алтай), имеющей значительные размеры (35x70км), высотное положение (1800-1900м) и вмещающей наиболее полные и мощные (до 400-600м) разрезы палеоген-четвертичных отложений и кор выветривания. Чуйская котловина является ключевым районом для расшифровки геологической истории Горного Алтая. Новые данные о геолого-геоморфологическом строении впадины и ее горного обрамления имеют важное значение, особенно когда они отличаются от уже известных, ибо следующий из них «переворот» научных представлений будет касаться не только Чуйской котловины, но и всей горной страны.

В последнее время появились данные о том, что в северо-западной части Чуйской впадины имеются морские отложения верхнемелового возраста (Зыкин и др., 1999; Зыкин и др. 2008). Сообщается о находках в них соответствующих спор, пыльцы наземных растений, цист динофлагелят, фораминифер, микрофораминифер, радиолярий, остракод, гастропод, губок, двустворок и брахиопод. В публикации В.С. Зыкина с соавторами (2008) приводятся даже изображения некоторых двустворок и брахиопод. Об «открытии» морских верхнемеловых отложений было заявлено с весьма высокой научной трибуны: в Докладах Академии наук РФ. С самого начала это «открытие» вызвало недоверие у многих алтайских геологов (Гутак и др., 2009, Новиков, 2004). И действительно, после детального доизучения опорных разрезов предполагаемых морских меловых отложений выяснилась ошибочность отнесения нижней части разреза белых, желто-белых и пестроцветных каолинитовых и каолинит-гидрослюдистых глин в левобережье р. Кызылчин к осадочным образованиям вообще и, тем более, к морским отложениям в частности (Гутак и др., 2009). Подтверждено заключение Е.В. Девяткина (1965) о том, что эти глины являются гипергенными образованиями (корой выветривания). Они представляют собой продукты интенсивного химического выветривания зелено-серых карбонатных алевролитов и аргиллитов аккаинской свиты верхнего девона и имеют литолого-структурное единство с материнскими девонскими породами. Кроме того, в обнажениях прослеживаются и непосредственные переходы слоев с окаменелостями из невыветрелых девонских пород в их выветрелые разности и в зеленовато-белые гипергенные каолинит-гидрослюдистые глины, которые ряд исследователей (Зыкин и др., 1999;

2008) и считают морскими верхнемеловыми отложениями. При этом следует отметить, что в одной из последних публикаций однозначность сделанного ранее вывода авторами открытия уже ставится под сомнение, как и мезозойский возраст большинства из найденных в районе окаменелостей. Более того, указывается на большую вероятность принадлежности изучаемых отложений палеозою (Барабошкин и др., 2012).

Эти образования, как и подстилающие неизмененные породы девона, неоднократно обследовались и нами (Гутак и др., 2012). В них было собрано более двух десятков палеонтологических коллекций (брахиоподы, криноиди, двустворки, трилобиты и др.), определение которых нами и другими палеонтологами однозначно показало верхнедевонский возраст фауны (Гутак, 2012; Новиков, 2004). Следует отметить, что в верхней части глин, отобранных из обнажения с предполагаемым верхним мелом, И. Дуличем в лаборатории компании НИС «Нафтагас» (Сербия) обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, включающие *Poliporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp. I и II, *Tricolporopollenites* sp., *Gothanipollis* sp. и останки фитопланктона плохой сохранности. По мнению И. Дулича, этот комплекс соответствует нижнему палеогену. Не исключено, что верхние части глинистой коры выветривания местами представляют собой продукты локального переотложения и «биотурбации» (делювий, «деятельный слой»), сопоставимые с местной карачумской свитой дат-палеоценена (Богачкин, 1981; Ерофеев, 1969).

Итак, проведенные ревизионные геологические и палеонтологические исследования не подтвердили наличие в левобережье р. Кызылчин морских отложений меловой системы. Тем не менее, данное опровержение не может закрыть проблему окончательно, поскольку глубинное строение осадочного чехла Чуйской впадины и ее ложе изучено крайне недостаточно. Впадина разбурена лишь локально. До сих пор так и не удалось выявить полный разрез выполняющих ее сedиментов. Самая глубокая скважина у подножия склонового шлейфа Курайского хребта, забуренная на глубину более 600м, так и не вышла за пределы миоцен-олигоценовых отложений. По геофизическим данным мощность новейших седиментов во впадине достигает 1200м (Рычков, Рычков, Рычкова, 2006). В этой связи не исключено, что погребенное коренное ложе впадины локально перекрыто и более древними отложениями, в том числе и меловыми (и даже юрскими, как считает В.М. Рычков (2006). Более того, мы уверены, что меловые отложения будут здесь обнаружены. Но при этом возникает принципиально важный вопрос: какие отложения? Морские или континентальные?

Мы полагаем, что ответ на этот вопрос надо искать не только в геологических или палеонтологических данных, но и в независимом от них геоморфологическом анализе рельефа. Правильная расшифровка структуры рельефа и определение возраста составляющих его элементов во впадине и горном обрамлении позволяют дать более надежный ответ на поставленный вопрос. Новейшая опубликованная попытка ее изучения представлена монографией И.С. Новикова (2004), которая, к сожалению, не предлагает объективной картины морфоструктурного плана территории и вряд ли вносит дополнительный вклад в решение вопроса о возможности реконструкции позднемелового морского залива в Чуйской котловине (в монографии отмечено известное геологическое неподтверждение «морского мела»).

Чем, в принципе, отличаются морские условия и, соответственно, морские отложения от континентальных? Море – это, прежде всего, географическое (палеогеографическое) понятие. Им обозначают частично окруженный сушей водоем, непосредственно связанный с мировым океаном и имеющий с ним единый, почти одинаково и синхронно изменяющийся высотный уровень воды. Размеры, глубина, геология дна, соленость, течения, приливы, фауна, флора и прочее решающей роли при этом не играют. К примеру, Каспийское «море» – и большое, и глубокое, и соленое, и с преимущественно морской биотой, но морем оно не является, а представляет собой континентальный озерный бассейн, потому что напрямую не связано с мировым океаном и не имеет одинакового с ним уровня. Азовское море, наоборот, невелико по площади, очень мелководно, практически пресное, населено преиму-

щественно пресноводной биотой. Но находясь в четырех тысячах километров от Атлантического океана, оно представляет собой настоящий морской залив, потому как имеет непосредственную связь с океаном и единый с ним водный уровень (единий высотный базис эрозии-аккумуляции).

Можно привести множество примеров разнообразия, схожести и различия морских и озерных условий. Разнообразие условий, несомненно, оказывается и на свойствах накопленных в их пределах отложений. Иногда бывает довольно сложно по вещественным и палеонтологическим признакам точно установить морские ли это или озерные отложения, особенно когда в них сохраняется недостаточно свидетельств для однозначного определения. Причем, чем древнее отложения, тем меньше сохраняется особых «морских» или «озерных» признаков. Для установления обстановки осадконакопления большую роль играет также величина площадного распространения тех или иных отложений, географическое и геолого-структурное положение, генетическая однородность, мощность отложений и ее выдержанность по латерали. Морским отложениям свойственно региональное распространение, генетическая однородность, выдержаные и значительные мощности, приуроченность к уровню регионального базиса денудации, складчатые деформации, морская биота, обусловленный повышенной минерализацией вод литолого-минералогический и геохимический вещественный состав. Учитывая имеющиеся признаки, можно во многих случаях определить морскую обстановку осадконакопления с очень высокой вероятностью, но не более, потому как все эти признаки являются по отношению к понятию «море», строго говоря, неоднозначными. Прямыми признаком моря как географического феномена является само море, его современное положение.

Реконструкция палеогеографического положения моря на тот или иной геологический период бывает довольно затруднительной и всегда в той или иной степени вероятностна. Не менее важна и оценка вероятности того, что моря в данном месте и в данное время не было. Реконструируя море, необходимо признать, что его высотный уровень должен быть равным уровню мирового океана и при этом становиться для данной территории (для Алтая) региональным базисом денудации, ниже которого, не вдаваясь в детали, должно идти практически повсеместное накопление морских отложений. Выше этого уровня территория подвергается почти повсеместной денудации и выветриванию, а осадконакопление в ее пределах является локальным, генетически разнообразным и крайне непостоянным в пространстве и времени, что и свойственно континентальному морфолитогенезу (Шанцер, 1966).

Образование и развитие денудационного (дизъюнктивного) рельефа обусловлено субвертикальными тектоническими поднятиями и денудацией возникающих при этом превышений (Бутвиловский, 2009). Этот рельеф может развиваться, прежде всего, в условиях суши (континента): на участке земной поверхности, расположенному выше уровня моря. И если денудационный рельеф определенного возраста и наклона оформляет участок земной поверхности по всему его периметру («окружает» со всех сторон), то это значит, что данный участок в период формирования своего денудационного рельефа располагался выше уровня моря. Тем самым, исследуя структуру и генезис рельефа и выявляя возрастную последовательность его составных частей, есть возможность установить, когда территория стала сушей (точнее, участком денудации) и какие относительные превышения она имела в те или иные этапы своего развития. Правильное решение этой задачи обуславливается применением достаточно точного и объективного метода ее решения.

Таким методом является картирование территории, основанное на формально строгой теории и методологии геоморфологии, на законах образования и развития элементов рельефа, на точных критериях выделения этих элементов и принципах выявления их пространственно-временной последовательности. Теоретический базис и методология исследования рельефа изложены ранее в специальных работах [6, 8, 10]. Соответственно этим разработ-

кам, исходным морфологическим, генетическим и хронологическим элементом рельефа является склон (геофацетта). С помощью топографической основы и геолого-геоморфологических данных определяются формы, размеры, типы границ и, в итоге, генезис и относительный геоморфологический возраст склонов, которые затем объединяются в одновозрастные денудационные склоновые пояса (ярусы) и, отдельно, в генетически однородные седиментационные морфокомплексы (формации). Их пространственные параметры и местоположения позволяют достаточно объективно выявлять морфоструктуру и морфостратиграфию рельефа, и в конечном итоге – историю его развития.

Следуя этим теоретическим разработкам, рельеф Горного Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау был закартирован в масштабе 1:500 000. Результатом работ явилось выделение 3-7 разновозрастных склоновых поясов в пределах Чулымо-Енисейской и Предалтайской равнин, Кузнецкой котловины, Салаира и Кузнецкого Алатау, а на Горном Алтае – до 10 (6 крутосклонных поясов врезания и 4 пологосклонных поясов выполаживания – педиментов) (табл. 1). Относительная высота каждого пояса и наклон составляющих его склонов свидетельствуют о величине вертикальных тектонических движений и длительности денудационной трансформации склонов в период их образования. Склоновые пояса прослеживаются на сотни километров, опоясывая горные хребты и оформляя горные плато. Высота их границ (шовных линий) по латерали меняется, отражая тектонические деформации, произошедшие после образования того или иного пояса. Исходя из структуры денудационно-дизъюнктивного рельефа (ДР), построена региональная шкала относительного геоморфологического времени. Корреляция геоморфологического возраста склоновых поясов с геохронологической шкалой делалась по соотношению склонов ДР с самыми молодыми расчленяемыми ими стратифицированными горными породами и с самыми древними накрывающими их сedиментами и корами выветривания, а также с седиментационными комплексами крупных прилегающих впадин: Зайсанской, Кулундинской, Неня-Чумышской и Кузнецким бассейном. Сочленения денудационно-дизъюнктивного рельефа с этими впадинами были приняты как опорные участки, от которых и шло прослеживание склоновых поясов вглубь горной страны.

Таблица 1

Склоновый пояс	Крутизна / стадия трансформации	Положение шовных линий (абс. высоты)	Относительные превышения	Корреляция с геохронологической шкалой
Сростинский	30-70° / 0-1	200 – 300м	40 – 80м	Плейстоцен
Телецкий (локальный)	30-70° / 0	300–1200м	400 - 1000м	Поздний плиоцен
Чумышский	4-6° / 4	250 - 350м	20- 50м	Миоцен-плиоцен
Салаирский	18-35° / 1-2	300 - 1500м	100 - 500м	Поздний эоцен – миоцен
Ненинский	4-12° / 3-4	400 - 1400м	100 - 250м	Мел-эоцен
Синюхинский	15-35° / 1-2	500-2500м	400 - 700м	Юра
Ануйский	3-10° / 4	1000 -2700м	100 - 300м	Поздняя пермь – триас
Катунский	20-35° / 1-2	1700 - 4000м	300 -1000м	Карбон-ранняя пермь
Аккемский	3-10° / 4	2800 - 3500м	200 - 300м	Силур-девон ?
Белухинский	30-45° / 1	3100 - 4500м	до 1400м	Ордовик ?

Генерализованная структура мезорельефа Горного Алтая представлена на рис. 1. Его характеристика, параметры, обоснование возраста и генезиса достаточно подробно даны в геологических отчетах и нескольких публикациях (Бутвиловский, 2004, 2012, 1996ф). Из анализа полученных геоморфологических карт следует, что основные черты орографии рельефа региона, его абсолютные и относительные превышения и деформации созданы в до-

альпийское (докайнозойское) время. Наибольшие относительные превышения (и, соответственно, тектонические поднятия) на Алтае были свойственны каледонской и герцинской эпохам (палеозою): более 1500 м на блоках протерозойских пород и более 1000 м – на палеозойских. Меньшие дополнительные превышения были созданы в мезозойскую эпоху (500-800 м) и сравнительно незначительные – в альпийскую (100-500 м). Плейстоценовые блоковые движения были невелики и не превышали нескольких десятков метров. Эти данные существенно уточняют общепринятые представления и обоснованы новым фактическим материалом, полученным в результате геоморфологического картирования и геолого-геоморфологического анализа (Бутвиловский, 2012, 1996ф).

Отметим, что сохранившаяся до настоящего времени структура рельефа территории однозначно указывает на то, что на Алтае, начиная с конца палеозоя, никогда не было повсеместного выравнивания гор, никогда не было так называемого пенеплена (почти-равнины). Горный Алтай представлял и представляет собой, образно говоря, сложное ступенчатое, разбитое на блоки возвышение, состоящее из извилисто опоясывающих его крутых уступов (врезов) и пологих покатов (педиментов) (рис. 1). Надстраивающие друг друга денудационные ступени имеют строгую возрастную последовательность: выше расположенные всегда древнее ниже расположенных. Каждому склоновому поясу свойственен свой геоморфологический возраст, который может быть сопоставлен с геологической хронологической шкалой.

Достаточно точно удалось оценить геологический «возраст» сростинского, чумышского, салаирского, ненинского и синюхинского склоновых поясов. Из них наибольшее значение имеет геологическая оценка возраста ненинского пояса, представленного обширными педиментами в низкогорьях периферии горной страны и в крупных речных долинах, расчленяющих среднегорье в близцентральных ее частях. Эти педименты, исходя из геологического возраста самых молодых «подстилающих» и самых древних перекрывающих его отложений, заложены в меловом периоде (Бутвиловский, 2009; 1996ф; Малолетко, 1972). Именно в их пределах развиты мощные площадные коры выветривания (показатели денудационных континентальных условий), надежно датируемые мел-эоценом (Алтай-Саян..., 1969). Ненинские педименты почти всюду непосредственно и согласно контактирует с расположенным выше синюхинским крутосклонным поясом, тем самым определяя геологический возраст последнего как заведомо древнее мелового. Ниже расположенный салаирский пояс подрезает ненинский, моложе его и соответствует олигоцен-миоценовому времени, т.к. локально перекрыт отложениями высоких террас плиоцена. Данных определений вполне достаточно для оценки относительного высотного положения Чуйской котловины в мел-эоценовое время, ибо она со всех сторон опоясана ненинским поясом и нижней частью синюхинского; иначе говоря, была заложена раньше их и всегда находилась выше их.

Картирование показало, что морфоструктура котловины и ее окружения достаточна сложна. Фрагменты катунского (карбон-пермь) крутосклонного денудационного пояса в обрамляющих Чуйскую котловину высокогорных хребтах и сохранившиеся в ней приразломные «клины» континентальных угленосных сedиментов раннего, среднего и верхнего карбона свидетельствуют о том, что котловина была заложена узким грабеном вдоль взбросо-сдвига Курайского глубинного разлома уже в карбоне и имела сток на юго-восток, в Монголию. В период ануйского (пермь-триасового) выполнаживания склонов заполненный осадками грабен становится местным базисом денудации и за счет денудации и латерального отступания прилегающих крутосклонных бортов расширяется во все стороны, по меньшей мере, на 2-3 км.

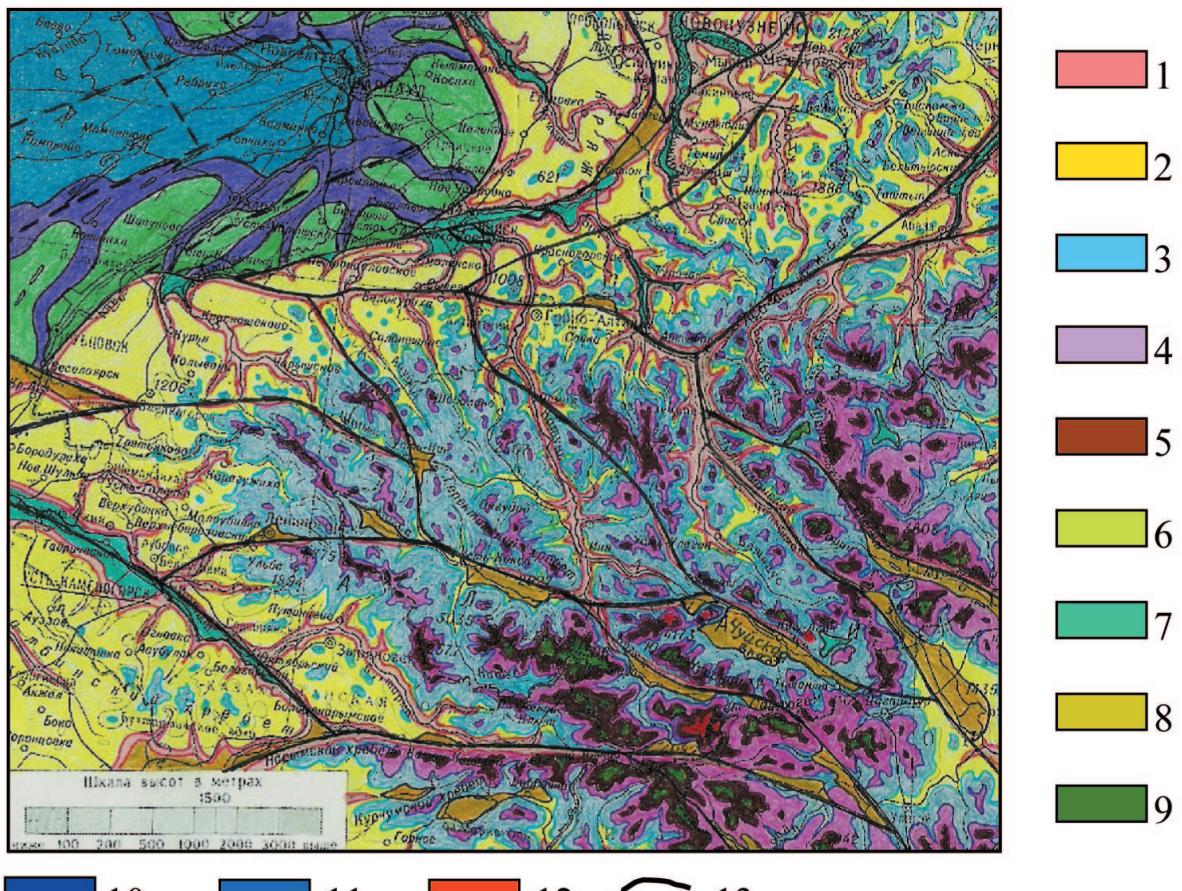


Рис. 1. Морфоструктура и морфотектура Горного Алтая: денудационные склоновые пояса (1 – салаирский; 2 – ненинский; 3 – синюхинский; 4 – ануйский; 5 – катунский; 6 – аккемский и белухинский); седиментационные равнины и котловины (7 – эоплейстоценовые долинные; 8 – палеоген-неогеновые межгорные; 9 – мел-палеогеновые предгорные; 10 – допалеогеновые палеодолины; 11 – позднемеловые и эоценовые морские акватории; 12 – постпалеозойские вулканические сооружения; 13 – рельефообразующие тектонические нарушения.

В юрское время происходит новая активизация тектонических и магматических процессов (известны юрские массивы гранитоидов и, предположительно, мезозойские ультраосновные вулканиты, прорывающие верхнедевонские толщи и выраженные в рельефе аккумулятивными эфузивными конусами и лавовыми плато; эти образования слагают литологическую основу Северо-Чуйского хребта). Это вызвало дополнительный подъем и взбросо-сдвиги крупных тектонических блоков, а также заложение на них синюхинского крутосклонного пояса, в том числе и на блоках хребтов, обрамляющих Чуйскую котловину (Курайском, Северо- и Южночуйских, Чихачева). Днище Чуйской котловины вновь разбивается вдоль Курайского разлома узкими грабенами, в которых накапливаются континентальные угленосные юрские (лейас) отложения (Гутак, 2001; Гутак и пр. 2009; Селин, 1982). Не исключено, что сток в это время уже направлялся на северо-запад в бассейн Катуни по ущелью тектонического сочленения Курайского и Северо-Чуйского хребтов. Именно в то время Чуйская котловина приобрела контуры, подобные современным, но была явно меньше современной по площади. Ее последующее расширение на 12–15 км было частично создано денудационным выполаживанием подножий коренных бортов у базиса юрской (возможно, и меловой) аккумуляции. На этих полого-холмистых поверхностях формировались зрелые площадные коры выветривания, представленные белыми, желто-белыми, голубыми, оранжевыми, красными каолинитовыми, каолинит-гидрослюдистыми глинами, содержащими

обломки сильно выветрелых материнских пород и имеющими мощность до 20-35м. Возраст коры выветривания достаточно надежно оценивается мел-палеоценом (Ерофеев, 1969); во всяком случае, перекрывающие ее отложения карачумской свиты свидетельствуют о том, что кора выветривания облекала участки днища котловины и подножия ее бортов уже в допалеогеновое время. Отсюда следует, что в меловое (допалеогеновое) время Чуйская котловина уже имела относительные превышения бортов до 1500-2000м, площадные контуры, подобные современным, и в настоящем своем виде в основном слагается из древних (допалеогеновых) и даже очень древних (вплоть до позднего палеозоя) элементов рельефа (рис. 2). Следует отметить, что о докайнозойском возрасте «современного» облика котловины писал еще Л.И. Розенберг (1978), обосновывая это расчетами величин денудационного среза бортов впадины и мощностей кайнозойской аккумуляции в ее пределах.

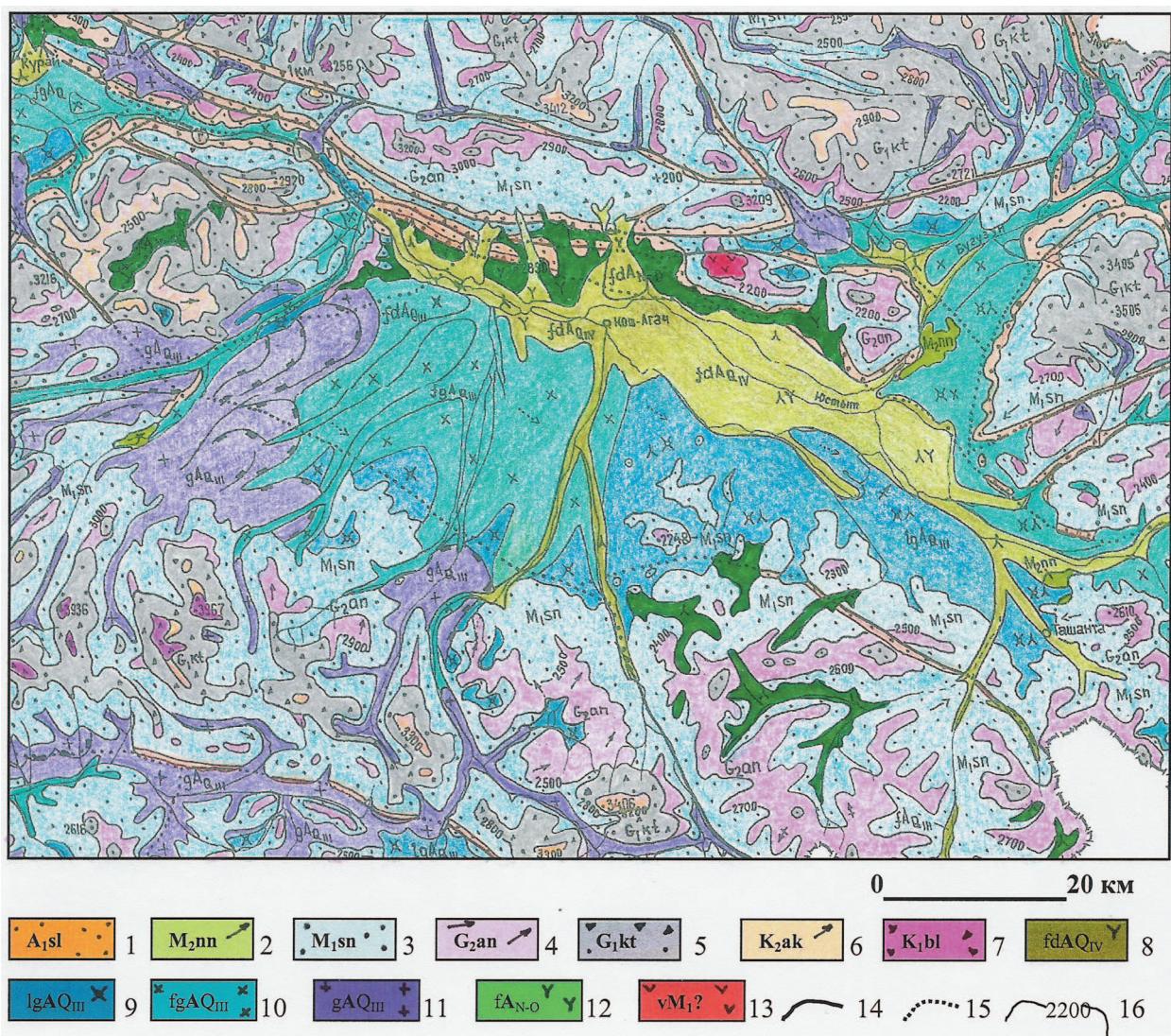


Рис. 2. Геоморфологическая схема Чуйской котловины: денудационные склоновые пояса (1 – салаирский; 2 – ненинский; 3 – синюхинский; 4 – ануйский; 5 – катунский; 6 – аккемский; 7 – белухинский); седиментационные морфокомплексы (8 – голоцен-плейстоценовые флювиальные равнины и конусы; 9 – плейстоценовые лимногляциальные равнины и шлейфы; 10 – плейстоценовые флювиогляциальные занаты и шлейфы; 11 – плейстоценовые моренные морфокомплексы; 12 – миоцен-плиоценовые флювиальные шлейфы); 13 – вулканические морфокомплексы мезозойского(?) возраста; 14 – рельефообразующие тектонические нарушения; 15 – то же, предполагаемые под рыхлым чехлом; 16 – шовные линии склоновых поясов и их абсолютные высоты.

Кайнозойская (альпийская) тектоническая активизация проявилась взбросово-надвиговыми подвижками вдоль Курайского разлома (рис. 2). Амплитуды перемещений по вертикали достигали 300-400м, а по горизонтали вряд ли превышали 500-800 м (Бутвиловский, 1991; Бутвиловский, 1996ф). Они образовали в рельфе тектонические уступы, которые коррелируются с региональным салаирским склоновым поясом (моложе коры выветривания и палеогеновых отложений, т.к. разрывают последние). Надвиговая нагрузка Курайского хребта на Чуйскую впадину вызвала ее дополнительное прогибание в пределах 100-200 м и сбросовые подвижки (100-150м) по ее южной окраине, что обусловило накопление преимущественно озерных олигоцен-миоценовых отложений в центральной и северной части котловины. Региональный салаирский крутосклоновый пояс пока еще не «дошел» до Чуйской котловины (рис. 1), поэтому до настоящего времени она является крупным осадкоприемником, будучи изолированной от интенсивного регионального сноса морфотектоническим «подпором».

Для более правильного понимания ситуации Чуйской впадины следует более подробно рассмотреть морфоструктуру и историю геологического развития окружающего ее региона, который делится на две части: собственно горную и предгорных впадин (рис. 1). Горная часть хранит рельеф различного проявления каледонской, герцинской и мезозойской тектонической активизаций, выраженных также и седиментацией в прилегающих впадинах и внутригорных приразломных прогибах-грабенах карбонового, триасового и юрского возраста. Следует отметить, что отложения внутригорных грабенов представлены на Алтае терригенными озерно-аллювиальными угленосными формациями, которые имеют многие признаки континентальных образований (Лазько, 1975). Признаки континентальных условий свойственны и юрским отложениям предгорных впадин (Предалтайской, Кулундинской, Чулымо-Енисейской, Кузбассу). Кроме того, эти отложения залегают здесь местами на триасовой коре выветривания латеритного типа, свидетельствующей о существовании обширных предгорных континентальных равнин и плато в раннем мезозое (Адаменко, 1976; Казаринов, 1958). Лишь в позднемеловое и эоценовое время на юг Западно-Сибирской равнины трансгрессирует водный бассейн, который вполне соответствует морскому. Отложения с признаками осадконакопления в морских условиях выполняют среднюю часть разреза Кулундинской впадины 400-метровой толщой, которая выклинивается к югу и юго-востоку почти у Барнаульской ложбины, не поднимаясь по абсолютной высоте выше минус 80-100м над современным уровнем моря (Адаменко, 1976). Перекрывающая их толща континентальных олигоцен-плейстоценовых отложений имеет мощность до 300м, что свидетельствует об относительном погружении северо-западной, удаленной от гор части Предалтайской впадины не более чем на 200-250м за весь этап альпийской тектонической активизации (олигоцен-плейстоцен).

Итак, начиная с конца палеозоя, вся территория в пределах современного Горного Алтая была сущей и представляла собой возвышенную до 2-3км горную страну, окаймленную с северо-запада и юго-запада обширными аккумулятивными равнинами и денудационными возвышенностями. Со стороны Монголии и Китая к Алтаю также примыкала обширная горная страна, межгорные впадины которой были изолированы от мирового океана на протяжении всего мезозоя и кайнозоя (Девяткин, 1981). Таковыми же были Салаир, Кузнецкий Алатау и Саяны с их обширными межгорными котловинами (Кузбасская, Тувинская, Минусинская), прилегающими к Алтаю с северо-востока и востока (Алтае-Саянская..., 1969). Уже эти территории изолировали Алтай и расположенную в его центральной части Чуйскую впадину от каких-либо морских акваторий на многие сотни и тысячи километров. Наиболее близко море подходило к Алтаю в позднем мелу и эоцене со стороны Предалтайской равнины, не выходя за ее пределы. Чуйская котловина была удалена от реконструируемой морской береговой линии не менее, чем на 450-500км. Их разделяли не только расстояния, но, главное, – превышения, обусловленные образованием еще в юре и раннем мелу синюхинского и ненинского денудационно-дизъюнктивных склоновых поясов, опоясывав-

ших Горный Алтай по всей его периферии (рис. 1). Это значит, что уже в позднемеловое время Чуйская котловина «лежала» на пьедестале из части синюхинского (юрского) и ненинского (мел-палеогенового) склоновых поясов, имевших общую относительную высоту не менее 600-700м, причем положение этих склонов было на 4-5км (по рекам – на 40-50км) ближе к периферии горной страны, нежели их современное положение (примерно на такое расстояние склоны могли отступить вглубь горной страны за последние 60-70млн. лет под воздействием денудации и регressiveйной эрозии). Иначе говоря, в эоценовое и позднемеловое время Чуйская котловина находилась выше подножия Горного Алтая не менее чем на 500-600м без учета высоты общего сводового поднятия Алтае-Саянской складчатой области и прилегающей Монголии.

Из проведенного выше анализа следует единственный вывод: позднемелого проникновения моря в Чуйскую котловину быть не могло. В то же время, вполне возможно, что в ложе Чуйской котловины при ее детальном изучении будут выявлены озерные осадочные комплексы мелового возраста, накопленные в условиях повышенной солености вод, однако их ни в коем случае нельзя будет именовать морскими.

Литература

Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск. Наука, 1976. 184 с.

Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа. М. Наука, 1969. 370 с.

Барабошкин Г.Ю., Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Парначев С.В., Шурыгин Б.Н., Бенья-мовская В.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н., Гужиков А.Ю. К вопросу о верхнемеловых отложениях Горного Алтая // Палеонтология и стратиграфические границы: Материалы LVIII сессии палеонтологического общества, 2-6 апреля 2012г.. Санкт Петербург, 2012. с. 13 -15.

Богачкин, Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М. Наука, 1981. 131 с.

Бутвиловский В.В. О механизме формирования новейших предгорных и внутригорных впадин и палеотектонической интерпретации выполняющих их фаций (на примере Алтая). // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений Юга Сибири. Тез. докл. Барнаул, 1991. с. 60—62.

Бутвиловский В.В. Хронологические и генетические свойства рельефа и принципы геоморфологического картирования // Время и возраст рельефа. Новосибирск, Наука, 1994. с. 63-72.

Бутвиловский В.В. Морфостратиграфия и морфотектоника Алтая: Теория, методы и результаты исследования. // Рельефообразующие процессы: Теория, практика, методы исследования. XXVIII пленум Геоморфологической комиссии РАН, ИГ СО РАН, 20-24 сентября 2004. Новосибирск. с. 52-55.

Бутвиловский, В.В. Введение в теоретическую геоморфологию – альтернативные представления. Новокузнецк. КузГПА, 2009. 185 с.

Бутвиловский В.В. Морфостратиграфия и морфотектоника гор и предгорий Юга Западной Сибири. в кн. «Известия Бийского отделения Русского географического общества». Вып. 33. / отв. ред. В.Н. Коржнев. Бийск. АГАО им. В.М. Шукшина, 2012. с 65-74.

Бутвиловский В.В., Бутвиловская Т.В., Аввакумов А.Е. Структура, история развития рельефа, четвертичные отложения и россыпнообразование Горного Алтая. Отчет о работе Региональной партии „Составление геоморфологической карты Горного Алтая в масштабе 1:500000 (Листы М- 45, 44; N- 45), выполненных в период 1989- 1996 годов“. ГГП «Запсиб-геолсъемка». Новокузнецк, 1996ф. В 7 томах, 1850 с.

Гутак Я.М., Батяева С.К. Юрские осадки юго-восточного Горного Алтая // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минерагения). Новосибирск, 1992. с. 66 – 67.

Гутак Я.М., Батяева С.К., Ляхницкий В.Н., Федак С.И. Юрские отложения Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск, 2001. – С. 49 -57.

Гутак Я.М., Тетерина И.И., Федак С.И., Дулич И. Площадная кора выветривания в межгорных впадинах горного Алтая (о возрасте формирования). Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Том. 1. Геология и палеонтология // Материалы Всероссийской научной конференции. – Новокузнецк РИО КузГПА, 2009. с. 42 – 46.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-восточного Алтая. М. Наука, 1965. 244 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. М. Наука, 1981. 196 с.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Доклады академии наук, 1999. т. 366, № 5. с. 669–671.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н. Палеонтологические свидетельства присутствия морского верхнего мела на Горном Алтае // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всероссийского совещания, г. Новосибирск, 15-23 сентября, 2008 г. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2008. с. 90 – 92.

Зятькова, Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука. Сибирское отд-ние, 1977. 216 с.

Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // Известия АН Казахской ССР, серия геологическая. 1969, №5. с. 59-66.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М. Гостоптехиздат, 1958. 148 с.

Лазько Е. М. Региональная геология СССР. Том II. Азиатская часть. Изд. 2-е перераб. и доп. М.: Недра, 1975. 464 с.

Малолетко, А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск. Изд-во ТГУ, 1972. 228 с.

Новиков, И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск. Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.

Розенберг Л. И. О времени образования горного рельефа Алтая // Геоморфология. – 1978. № 1. с. 75-83.

Рычков В.М., Рычков С.В., Рычкова С.И. Чуйская впадина: новые данные и перспективы нефтегазоносности. // Природные ресурсы Горного Алтая. №1/2006. Издание ГАРО-РОСГЕО. Горно-Алтайск. 2006. с. 53-58.

Селиверстов, Ю.П. Морфоструктурные особенности эпиплатформенных горных сооружений Востока Казахстана и юга Сибири. В кн. «Структурная геоморфология горных стран». М. Наука, 1975. с. 139-142.

Селин П.Ф. Первая находка юрских отложений в зоне Курайского разлома. // Геология и геофизика, № 7, 1982. с. 124-127.

Семакин В.П. Новейшая структура Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. с. 283-310.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М. Изд-во АН СССР, 1966. 239 с.