MINERALIA SLOVACA

ROČNÍK 5 • ČÍSLO 2

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1973

MINERALIA SLOVACA

roč. 5 (1973) — č. 2

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., Ing. Ján SLÁVIK, CSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan ŤAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA

ПОСВЯЩЕНО X. СЪЕЗДУ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

ISSUED AT THE OCCASION OF THE X-th CONGRESS OF CARPATHO-BALKANIAN GEOLOGICAL ASSOCIATION

СОДЕРЖАНИЕ

Павол Грецула: Тектонофации и тектонодеформации палеозоя гемерид . 105
Имрих Варга: Минеральные ассоциации регионального метаморфизма и их зональность в Спишско-Гемерском рудогории 115
Рудольф Иржичек: Соотношение между тектоникой и палеогеографией неогена карпатских бассейнов 135
Эдуард Дрнзик — Лидия Дрнзикова — Катарина Мандакова: Геологические предпосылки, критерии и перспективы поисков Sn-W-Mo оруденения в Спишско-Гемерских рудных горах (Словакия) 157
Иван Пагач. Зоны выклинивания и нефте-газонакопления в Венском бассейне 165
Камил Билек: Новые сведения о строении газового месторождения Сухоград—Гаяры 175
Иван Чиллик: Некоторые вопросы изучения первичных геохимических полей при геохимических поисках руд 189
Владимир Ганзел — Томаш Репка: Подземные воды окресностей Вишных Ружбах 205

CONTENTS

Pavol Grecula: Tectofacies and tectodeformations of the Gemeride Paleozoic 105
Imrich Varga: Minerals associations of the metamorphism regional and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts 115

MINERALIA SLOVACA

Vol. 5
(1973)
No 2
105—220

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologicko-prieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological society and of Slovak geological-research organizations

ТЕКТОНОФАЦИИ И ТЕКТОНОДЕФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ ГЕМЕРИД

ПАВОЛ ГРЕЦУЛА*

Les tectofaciès et les tectodéformations du Paléozoique des Gemerides

L'article décrit les procédés tectosedimentaires — tectofaciès et tectodéformations du Paléozoique des Monts Métallifères Spiš et du gemer et souligne la nécessité de leur distinction mutuelle. La partie portante de l'article est consacrée à la division et à la caractéristique des tectofaciès. Des tecto-déformations ont pour objectif principal les procédés orogeniques alpins et cela en phases crétacées, qui sont documentées par des déformations caractéristiques.

Связь литофациального развития свит горных пород с формой и характером более поздних тектонических деформаций особенно чётко проявляется в тектонических единицах, которые подверглись интенсивной тектонической переработке.

Из этого вытекает, что форма деформаций а также их классификация частично предопределена уже условиями образования комплексов горных пород. Это значит, что геотектонический режим с самого начала развития областей осадконакопления влияет на результирующее литологическое и тектонически-деформационное содержание геологических единиц. Такая связь подчеркивается также при тектоническом анализе. Например М. Магель (1967) развитие и тектонический процесс, которому подвергается определённая единица, называет тектоногруппой.

Из выше приведенного следует, что в определённом этапе развития мы можем различать тектоноосадочное и последующее тектонодеформационное развитие.

Тектоноосадочный процесс в смысле Н. С. Крамбейна — Л. Шлоса (1958) характеризует определённые тектонофации. Тектонические условия, когда они действуют, имеют решающее значение. Главным образом это вертикальные движения, которые определяют области

* RNDr. Pavol Grecula, CSc., Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, 04051 Košice 1.

сноса и области осадконакопления. Тектонометаморфные процессы предыдущих фаз также проявляются в горных породах находящихся в области источника материала и таким образом они являются не только источником но также определителем возникающих литологических типов.

Тектонические движения с развитием геосинклиналы постепенно перемещаются из областей источников в области осадконакопления и усиление тектонических движений вызывает морфологическое расчленение области осадконакопления и это значит также изменение литофаций.

Одновременно образуются синседиментарные разломы (их образование нужно рассматривать также в связи с начинающей магматической деятельностью), которые вместе с магматизмом очень сильно влияют на литофациальное и биофациальное развитие бассейна.

Ассоциация пород отдельных стратиграфических единиц палеозоя гемерид разрешает нам установить несколько характеристических тектонофаций. Установление этих тектонофаций является пока дискуссионным, так как не только стратиграфия но и стратификация и параллелизация отдельных свит являются предметом дискуссий при изучении Спишско-гемерского рудогоря (существуют различные стратиграфические схемы, напр. Л. Снопко 1957, П. Грецула 1970, И. Варга 1971 и другие).

Стратиграфия дольжна быть началом тектонофациального анализа и с помощью литофаций, биофаций и тектонических условий во время их существования можно сделать попытку установить основные тектонофации. Этот анализ требует специальное изучение приведенных факторов, что в этой статье невозможно осуществить и поэтому мы приводим только некоторые тектонофациальные рассуждения на основании работ автора статьи посвященных нижнему палеозою и работ О. Фусана (1961, 1967) посвященных верхнему палеозою. Дальнейшая разработка этих материалов принесёт основные данные для палеогеографического анализа палеозойских областей осадконакопления.

Тектонофации нижнего палеозоя

В нижнем палеозое гемерид существуют две определяющие наложенные литостратиграфические ассоциации имеющие региональное распространение и приблизительно одинаковый набор пород. Это разрешает нам установить основные тектонофации и их дальнейшее вертикальное и латеральное расчленение.

При установлении тектонофаций нужно иметь в виду их пространственные размеры, это значит показать, если расчленение имеет региональный или областной масштаб или тектонофации имеют небольшое пространственное расширение.

Разные масштабы требуют и различную детальность разработки. Можно сказать, что микрофации помагают нам установить мегафации с точки зрения их содержания и мегафации позволяют нам провести правильную корреляцию отдельных развитий в рамках всей седиментационной области.

Когда приступаем к развитию нижнего палеозоя Спишско-гемерского рудогорья с точки зрения альпийско-карпатской нижнепалеозойской се-

диментационной области и с точки зрения её осадков можно выделить эвгеосинклинальный тектонофациальный тип развития с специфической литорально-нериттической средой. Такой тип развития характеризуют грауваккн или грауваккo-вулканические осадки (грауваккoвые, псамитическо-пелитические иногда карбонатные породы, кремнистые породы, вулканические породы) далее тектонические движения как в области источников материала так и в седиментационной области, что проявляется главным образом флишоидным развитием осадков.

Зональное проявление вулканизма (характерное для эвгеосинклинального развития) вызвано возникновением и размещением синседиментарных разломов, достигающих различной глубины земной коры. Постепенное погружение дна бассейна является причиной корытообразных углублений продольных зон осадконакопления, прежде всего в северной краевой области зоны глубинных разломов. В следствии действия приведенных факторов возникает большое разнообразие литологических субфаций как в вертикальном так и в латеральном направлениях. В северо-южном направлении, это значит перпендикулярно к оси бассейна и в южном направлении, уже мимо область Спишско-гемерского рудогорья, эти изменения имеют уже основное значение для тектонического и литофациального развития нижнего палеозоя.

В эвгеосинклинальном развитии гемерид можно установить следующие основные тектонофации:

1. Тектонофация начального развития геосинклиналы, которая характеризуется развитием псамитическо-пелитических и грауваккoвых осадков, которые образуются в условиях литорально-эпинеритических. Для этих осадков типичным является чередование приведенных типов пород, их взаимные латеральные переходы и определённые осадочные текстуры (косие, градационные, конволунтное наслоение). Редко встречаются прослои микроконгломератов. Цвет пород серый до чёрного. Так как выше приведенные породы встречаются редко, региональное распространение этой тектонофации является только предположением.

2. Тектонофация частично изолированных и изолированных отдельных геосинклинальных депрессий с ограниченой циркуляцией воды, образующаяся в условиях неритической зоны или в области слабо устойчивого шельфа. Характерным является возрастание тектонической деятельности седиментационной области (вертикальные движения). Эти движения а также вес осадков предшествующей фации способствуют начальному расчленению бассейна на отдельные депрессии и поднятия. Этот процесс ведёт к образованию особых литотипов и тектонотипов. Тектонофацию далее характеризует латеральные изменения тектонических и в связи с ними и литологических аспектов. Развитие геосинклинали сопровождается образованием синседиментарных разломов, главным образом в конце существования тектонофации, с чем связано также проявление инициального магматизма.

В условиях описываемой тектонофации образовались продукты фации чёрных сланцев, или же эвксинской или понтической фации. В первоначальном виде это пелитические чёрные сланцы, сланцы с ламинарной текстурой, мелкоритмические пелитическо-псамитические осадки, местами грауваккн, лидиты и во верхних частях свиты местами образовались

также карбонаты. Латеральные изменения проявляются преобладанием пелитического или пелитическо-псамитического материала или присутствием карбонатов, что определяется специфическими тектонофациальными условиями в депресионных и элевационных частях бассейна.

Осаждение карбонатов, которое имеет место в верхней части фации чёрных сланцев, означает важный стратиграфический горизонт с точки зрения возможности его корреляции с хорошо развитым горизонтом карбонатов в пространстве на юг от рожнявской линии, главным образом в Венгрии (зона Игал, Г. В е и н 1970) и Румынии. Такое спорадическое осадконакопление карбонатов связано с морфологическим расчленением бассейна, тектонической деятельностью (зоны разломов), начинающей вулканической деятельностью и с изменением режима воды. Такие условия осадконакопления удерживаются также в начале следующей фации. Таким образом карбонаты являются одним из смежных литологических типов пород между приведенными тектонофациями.

3. Тектонофация поздней стадии развития геосинклинали. Эта тектонофация безпрерывно развивается из предыдущей тектонофации, но в следствии возрастающей тектонической деятельности возникают условия для качественных изменений осадконакопления. Образуются системы разломов, между которыми решающее значение имеет глубинная зона разломов северной, краевой части геосинклинали в окрестности которой возникает особая тектонофация корытообразного углубления — трога. Вертикальные тектонические движения вызывают ещё более выразительное расчленение седиментационной области на отдельные депрессии и поднятия. Эти движения происходили наверно также вдоль образовавшихся разломов скачкообразным путём.

Исходя из современной ассоциации пород предполагается образование этой тектонофации в условиях эпинеритических на поднятиях и в условиях инфранеритических в депрессиях. В противоположность условиям которые существовали в предыдущей фации здесь возобновляется циркуляция морской воды между отдельными депрессиями и таким образом прекращаются условия для существования эквсинского развития. Здесь без сомения проявляется влияние начинающей вулканической деятельности. Местами появляются в нижней части тектонофации чёрные сланцы, что показывает на локальное продольжение существования условий предыдущей фанции.

На основании общего литологического характера современных свит можно судить о существовании более глубоких продольных трогов, прежде всего в зоне краевого глубинного геосинклинального разлома. Здесь в условиях инфранеритических и может быть даже батиальных и при одновременном подморском основном вулканизме образовались тонкие пелитические осадки и прежде всего вулканокластические тонко и более грубо полосчатые диабазовые породы.

В направлении к поднятиям увеличивается количество тонкого, пелитического материала, местами с ламинарной текстурой и большой мощностью. В южных зонах диабазовый вулканизм заменятся синхронным кислым вулканизмом кварцевых порфыров, остальные типы осадков являются одинаковыми.

Таким образом тектонофации поздней стадии развития геосинклинали

латерально расчленились на взаимно подчинённые, одновременные тектонофации, характеризованные типичными литотипами и тектонотипами.

Дифференциацией седиментационной области и могучим вулканизмом в заключении этой фации завершается геосинклинальное нижнепалеозойское развитие той части нижнепалеозойской альпийско-карпатской геосинклинали, осадки которой образуют Спишско-гемерское рудогорье. Латеральные вариации тектонофаций в рамках литологическо-стратиграфических единиц, в остальных частях этой геосинклинали должны быть очень пёстрые, исходя из значительно меньшей вулканической деятельности и на оборот могучего накопления карбонатных пород в области Венгрии и в других областях. Установление этого разнообразия и взаимная кореляция поможет нам провести стратиграфический, тектонический и палеогеографический анализ альпийско-карпатского палеозоя. Стратиграфический размах описанных тектонофаций неизвестен. Причина кроется в недостаточно подтверждённой стратиграфии пород этих фаций.

На основании сравнения с развитием нижнего палеозоя в других областях, предполагаем возраст силур — девон. Последние результаты палинологических исследований (О. Чёрна, 1972) показывают сирурийский возраст графитических филлитов.

Таким образом приходим к заключению о существовании непрерывного верхнекаледонско-нижнегерцинского геосинклинального цикла развития, заканчивающегося перед верхним карбоном бретонской или судетской складкообразовательно-метаморфной фазой.

Большинство авторов предполагает в развитии верхнего палеозоя существование двух стратиграфических серий, отделённых каледонской, т. н. спишской фазой (О. Фусан — М. Мишка — В. Зоубек, 1954). Автор статьи предполагает непрерывное развитие нижнего палеозоя, существование разных фаций без горообразовательных каледонских процессов (П. Грецула, 1970).

Тектонофации верхнего палеозоя

Для верхнего палеозоя характерно посторогенное развитие и ему отвечающие тектонофации.

В карбоне северной части гемерид это тектонофация посторогенно-молассоидная, отвечающая условиям неустойчивого шельфа. Исходя из типа осадков можно её отнести к лагунарно-литоральной, с неритическим типом специфической среды. Типическими представителями пород являются конгломераты, граувакки, псамиты, тёмные сланцы, в верхних частях также диабазовые породы. Карбонаты появляются в более поздней стадии развития, в эпинеритических условиях, их образование обусловленно тектономагматической деятельностью, которая скорее всего уже отмечает астурскую фазу.

Эта фация заканчивает осадконакопление в верхнем карбоне в северной части гемерид. Существование отдельных областей осадконакопления по время существования этой тектонофации потверждают нам разные литологические развития карбона в поясе его сегодняшнего распространения.

В перми северного пояса гемерид можно выделить континентальную фацию, с флювиально-лагунарной средой в условиях аридного климата, с пестроцветными псефитическо-псамитическими грауваккковыми аркозовыми и пелитическими породами. Для фации типичным является образование эвапоритов.

Верхний палеозой в южной части гемерид по существу нужно отнести к морским фациям. Тектонофация карбона в общем отвечает северной части. Пермь уже отличается, его характер литорально-неритический, только местами имеет островное континентальное развитие. Аридный климат с образованием эвапоритов типичный также для этой области. Отложение карбонатов ещё более подчёркивает разницу в литологическом развитии между северной и южной частью гемерид.

Пермь северной и южной части гемерид представляет собой подготовку для образования мезозойской геосинклинали, из чего вытекает разнообразие взглядов при установлении рубежа пермь — верфен.

Тектонодеформации и последовательность их развития

Тектонодеформационное развитие гемерид является продуктом нескольких этапов, которые взаимно перекрываются. По-этому анализ последовательности деформаций и их тектоническая датировка очень сложная, с чем связаны также трудности установления тектонических фаций.

Тектонические фации в смысле Н. Б. Гарланда (1956) лучше всего называть тектонодеформационными фациями для отличения их от тектонофаций в смысле В. Ц. Крамбеина — Л. Л. Шлоса (1958). Подобно тому можно также заменить выражение тектонофация выражением тектоноосадочная фация так как это касается развития тектонически-осадочного режима.

Тектонодеформационные фации представляют собой тектонический режим определённой области, которая в следствии величины и направления давлений, термальных условий, действия и морфологии устойчивого фундамента и осадков выполняющих седиментационные просторы, определяет форму и масштаб деформации Весь этот процесс отвечает одной деформационной (тектонической) фазе. В рамкам одной тектонической фазы учитывая латеральные изменения приведенных критерий, может существовать даже несколько тектонодеформационных фаций, продукты которых можно обнаружить при тектоническом анализе. Каждая тектонодеформационная фация представлена определённым видом деформаций, или же ассоциацией деформаций, которые образуют т. н. элементарный тектонический стиль (выражение „элементарный тектонический стиль" заимствован из работы И. Яроша, 1971).

В Спишско-гемерском рудогории существует рядом несколько элементарных (но также сложных) стилей, это значит несколько тектонодеформационный фаций. Изменения этих фаций и стилей проявляются также в вертикальном направлении.

При проявлении нескольких тектонических фаз, каждый последующий процесс деформации подчиняется влиянию предшествующих процессов деформации, подражает их, подчёркивает или модифицирует а также

полностью перерабатывает их. По этим причинам установить последовательность образования отдельных деформаций и характеризовать их является трудным делом, поскольку последние фазы деформации проявляются наиболее ярко. Ассоциация элементарных деформаций создаёт результирующий тектонический стиль гемерид.

Тектоническое строение Спишско-гемерского рудогорья является результатом нескольких тектонических фаз, принадлежащих минимально двум орогенным этапам. Каледонский ороген в смысле работ автора статьи не имел складкообразовательно-метаморфный характер (П. Грецула, 1971), хотя другие автори этому орогену приписывают определённое значение, как напр. О. Фусан — М. Машка — В. Зоубек, 1954, Л. Снопко, 1967, Ш. Баяник, 1962 и другие.

Герцинские тектонические деформации

Являются результатом нескольких фаз из которых найболее яркой является фаза действующая перед верхним карбоном (бретонская ?, судетская ?). Под влиянием этой фазы образовались складки в нижнем палеозое, одновременно проявился региональный динамометаморфизм в фации зелёных сланцев.

Характер тектонических деформаций нижнего палеозоя трудно представить так как они перекрытые альпийскими деформациями. Исходя из содержания деформаций молодых наложеных тектонических структур можно предполагать разные вариации способов складкообразования. Исходя из палеогеографического анализа, показывающего приблизительно одинаковое пространственное размещение седиментационной области в нижнем и верхнем палеозое, невозможно предполагать значительное сжатие нижнего палеозоя. Таким образом складчатые структуры должны иметь характер так называемых открытых складок. Влиянием литологического состава комплексов (вещественный критерий тектонодеформационной фации) форма складок будет менятся в латеральном а также в вертикальном направлениях.

Астурская фаза после осаждения верхнего карбона проявилась только вертикальными движениями (М. Машка, 1961), только в последнее время И. Варга (1971) предполагает также складчато-метаморфное проявления, которыми заканчивается нижнепалеозойско-карбонский этап развития. Очевидные деформации (несчитая разломов) образованные действием этой фазы пока не подтвердились. Это касается также заалской и пфалцкой фазы.

Алпийские тектонические деформации

Отдельные фазы деформаций альпийского орогена в строении Спишско-гемерского рудогорья проявляются найболее резко на что показывает пёстрая группа элементарных а также сложных тектонических стилей. Благодаря синорогеническим интрузиям гранита и контактному метаморфизму, можно выделить определённые группы деформаций отвечающие определённым тектоническим фазам — пульсам. Эти фазы с точки зрения тектонического развития Западных Карпат принадлежат

к периоду медитерранной складкообразовательно-покровной фазы (Д. Андрусов, 1968).

Тектоническо-деформационную последовательность по отношению к интрузии гемеридного гранита, на основании сегодняшних данных, можно установить следующим образом (П. Грецула, 1971):

Тектоническая фаза догранитовая, характеризованная несколькими тектонодеформационными фациями; их продуктом являются прежде всего разные складчатые стили (стиль сжатых и моноклинальных складок, веерообразных складок, открытых складок в верхнем палеозое и т. д.) и складчато-надвиговые стили. Во время этой фазы произошло дальнейшее сжатие пространства занятого породами нижнего палеозоя и складкообразование верхнепалеозойских и мезозойских комплексов. Предполагаем также чёткое сжатие и окончательное формирование герцинских складчатых структур и последующую сланцеватость (кливаж в нижнем палеозое и сланцеватость вдоль слоистости в более молодых породах) а также образование продольных разломов.

Тектоническая фаза — период гранитных интрузий и процессов оруденения является периодом прекращения направленных давлений, но одновременно действуют вертикальные движения. Повторение гранитных интрузий привело к куполообразным деформациям комплексов, образованию дизъюнктивных структур и контактному метаморфизму.

Тектоническая фаза постгранитная является второй важной стрессовой фазой, во время которой заканчивается покровное движение гемерид (собственно образование покрова). В самом покрове образовались региональные надвиги и взбросы и чешуёобразный стиль, который является типичным в краевых частях покрова.

Этими тектоническими фазами заканчивается складкообразовательно-метаморфное развитие гемерид и начинается период консолидации и дизъюнктивной (главным образом послепалеогеновой) тектоники.

Метахронные полигенные тектонические деформации, отвечающие нескольким тектоническим фазам разных орогенов, образуют и Спишско-гемерском рудогории сложный надвиго-чешуйчатый тектонический стиль с большим количеством вариаций. Этот стиль является результатом больших давлений повторящихся в нескольких периодах и отвечает большому сжатию (редукции) первоначального пространства занимаемого комплексами пород и их перемещению. При этом произошло надвигание отдельных комплексов друг на друга. Первоначально расчленённые литофациальные и тектонофациальные развития сегодня тектонически сблизились не только в рамках гемерид но и в рамках Западных Карпат. Таким путём возникает пёстрое тектоническое строение имеющее покровный характер, региональный чешуйчатый тектонический стиль, с большими контрастами и дифференциациями в литологическо-стратиграфическом, тектоническом и металлогеническом развитии на относительно небольшом пространстве их сегодняшнего нахождения.

Перевод: С. Конечны

Геолого-разведочное управление
Спишска Нова Вес

Поступила: 26. 1. 1973
Рецензия: М. Магель

ANDRUSOV, A. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten, Vyd. SAV, Bratislava, 189 s.
BAJANIK, Š. 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. Geol. práce, Zošit 61, s 235—249.
FUSÁN, O. — MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie paleozoika SGR. Geol. práce (Bratislava), Spr. 2.
FUSÁN, O. 1961: Entwicklung des Baues des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie. Geol. práce, Zoš. 60, s. 57—64.
FUSÁN, O. 1967: Spišsko-gemerské paleozoikum, In: Maheľ: Regionální geologie ČSSR I-1, Academia Praha, p. 373—411.
GRECULA, P. 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov. (Spišská Nová Ves), 2, č. 7, s. 191—126.
GRECULA, P. 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozika Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 2, č. 7, s. 181—190.
GRECULA, P. 1971: K problematike kaledónskeho vrásnenia v SGR. Geol. práce, Spr. 57, s. 9—37
GRECULA, P. 1970: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia slov., 3, č. 10, s. 95—106.
HARLAND, W. B. 1956: Tectonic facies, orientation, sequence, style and date. Geol. Mag. (Hertford), 93, No 2, p. 111—120.
JAROŠ, J. 1971: Tectonic styles, generals problems. Geol. práce, Spr. 57, s. 9—37.
KRUMBEIN, N. C. — Sloss, L. L. 1958: Stratigraphy and Sedimentation. W. H. Freeman and comp., San Francisco, 497 p.
MAHEĽ, M. 1967: Tektonogrupy — nová tektonická kategória. Geol. práce, Spr. 43, s. 53—58.
MÁŠKA, M. 1961: Kaledonský a variský vývoj (in Tektonický vývoj Československa). Nakl. ČSAV, Praha, s. 181—199.
SNOPKO, L. 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí N. Slanej. Geol. práce, Spr. 11, s. 29—37.
SNOPKO, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemeríd. Sbor. geol. Vied, Rad ZK 8, s. 7—50.
VARGA, I. 1971: Prejavy hercýnskych orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. Geol. práce, Spr. 57, s. 349—360.
WEIN, GY. 1970: Tectonic review of the neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Sci, hung., T. 13, p. 311—436.

Tectofacies and tectodeformations of the Gemeride Paleozoic

PAVOL GRECULA

In the Lower Gemeride Paleozoic there are two dominant superposed lithostratigraphic associations of regional extension and of an approximately equal fundamental investory of rocks. The rock associations make possible to establish the fundamental tectofacies with their further vertical and lateral division. In the eugeosynclinal evolution of the lower Gemeride Paleozoic we can distinguish:

1. *The tectofacies of the initial geosynclinal evolution.* It is characterized by the development of psammitic-pelitic and greywacke sediments in littoral-epineritic conditions.

2. *The tectofacies of semi-isolated to isolated partial depresions with a limited water flow occurs in conditions of neritic area, or of a little stable shelf.* The basin begins to divide into partial depressions and elevations. In the above mentioned conditions of tectofacies, products of black shales resp. Euxene or Pont facies with a local carbonate sedimentation took place.

3. *The tectofacies of an aavanced geosynclinal evolution.* The actual association of rocks assumes its position in epineritic conditions on ramparts and in infraneritic ones on depressions. In the northern boundary of the basin a deep fault zone took place, in the vicinity of which a partial trough space was formed with a basic volcanism which farther to the south alternates with an acid porphyroid volcanism. By this differentiation of the sedimentary space and by a powerful volcanism ending this tectofacies culminates the Lower Paleozoic geosynclinal evolution of that part of the Lower Paleozoic Alpine-Carpathian geosyncline whose sediments are buiding the Spišsko-Gemerské Metalliferous Mountains.

The upper Paleozoic is characterized by a postorogenic development and by corresponding tectofacies.

In Carboniferous at the northern part of the Gemerides the tectofacies is postorogenic — little

compacted corresponding to conditions of an unstable shelf. On the basis of sediment types (conglomerates, sandstones, greywackes, black shales, diabasic rocks) it can be characterized as a lagoonal-littoral one, gradually with a neritic environment. In the Permian of the northern part of Gemerides we can establish a continental tectofacies, with a fluvial-lagoonal type of environment in arid climate conditions.

The upper Paleozoic in the southern part of Gemerides is of a marine facies type. The tectofacies Carboniferous is similar to that of the northern part, however, the Permian is essentially of littoral-neritic, nature already, with a local insular continental development.

Tectodeformations and sequence of their evolution

The tectonic structure of the Spišsko-Gemerské Metalliferous Mountains is the result of at least two orogenic stages. The Caledonian orogene did not manifest in a folded-metamorphic way according to the authors'works. The Hercynian orogene is effected in several phases. The most expressive one of them (the Breton or Sudetic phase) before the Upper Carboniferous took place having been folded the Lower Paleozoic sequences and metamorphosed them into a facies of green shales.

The most evident deformation phases are the Alpine orogene ones Due to synorogenic granitic instrusions and contact metamorphism, the pre-granitic phase (intense refolding and cleavage origination), the phase of period, of granitization, granitic instrusions and mineralization processes, and the post-granitic tectonic phase, (the Gemeride nappe structure formation) can be recognized.

Translated by Ernest Bleho

Tektofácie a tektodeformácie paleozoika geme rid

PAVOL GRECULA

V staršom paleozoiku geme rid sú dva dominujúce superponované litostratigrafické asociácie, ktoré majú regionálne rozšírenie a približne rovnaký základný inventár hornín. Asociácie hornín umožňujú stanoviť základné tektofácie s ich ďalším vertikálnym aj laterálnym členením.

V eugeosynklinálnom vývoji staršieho paleozoika geme rid možno rozlíšiť:

1. *Tektofáciu počiatočného vývoja geosynklinály.* Je charakterizovaná vývojom psamiticko-pelitických a drobových sedimentov v litorálno-epineritických podmienkach.

2. *Tektofáciu poloizolovaných až izolovaných čiastkových depresií s obmedzenou cirkuláciou vody, vyskytujúcu sa v podmienkach neritickej oblasti, resp. málo stabilného šelfu.* Panva sa začína členiť na čiastkové depresie a vyvýšeniny. V podmienkach uvedenej tektofácie vznikli produkty fácie čiernych bridlíc, resp. euxinskej čiže pontickej, s lokálnou karbonátovou sedimentáciou.

3. *Tektofáciu pokročilého vývoja geosynklinály.* Dnešná asociácia hornín predpokladá rozloženie tejto tektofácie v epineritických podmienkach na valoch (prahoch) a v infraneritických podmienkach v depresiách. Pri severnom okraji panvy vzniklo hlbinné zlomové pásmo, v ktorého okolí sa vytvoril čiastkový trógovitý priestor s bázickým vulkanizmom, ktorý je južnejšie vystriedaný kyslým porfyroidovým vulkanizmom. Touto diferenciáciou sedimentačného priestoru a mohutným vulkanizmom sa v závere tejto tektofácie završuje geosynklinálny staropaleozoický vývoj tej časti staropaleozoickej alpsko-karpatskej geosynklinály, ktorej sedimenty budujú Spišsko-gemerské rudohorie.

Mladšie paleozoikum sa vyznačuje neskoroorogénnym vývojom a tomu zodpovedajúcimi tektofáciami.

V karbóne severnej časti geme rid je tektofácia neskoroorogénna — malasoidná, zodpovedajúca podmienkam nestabilného šelfu. Na základe typu sedimentov (zlepence, pieskovce, droby, tmavé bridlice, diabázové horniny) ju možno charakterizovať ako lagunárno-litorálnu, postupne s neritickým prostredím. V perme severného pruhu geme rid možno stanoviť kontinentálnu tektofáciu s fluviálno-lagunárnym typom prostredia v podmienkach aridnej klímy.

Mladšie paleozoikum v južnej časti geme rid má typ morských fácií. Tektofácia karbónu je obdobná ako v severnom pruhu, perm je však už v podstate litorálno-neritický, len lokálne s ostrovným kontinentálnym vývojom.

Tektodeformácie a postupnosť ich vývoja

Tektonická stavba Spišsko-gemerského rudohoria je výsledkom najmenej dvoch orogénnych etáp. Kaledónsky orogén sa v zmysle prác autora vrásnivo-metamorfne neprejavil. Hercýnsky orogén je vo viacerých fázach, z ktorých je najvýraznejšia fáza pred vrchným karbónom (bratónska?, sudetská?), ktorá zvrásnila staršie paleozoikum a metamorfovala ho do fácie zelených bridlíc.

Najevidentnejšie sú deformačné fázy alpínskeho orogénu. Vďaka synorogénnym žulovým intrúziám a kontaktnej metamorfóze možno vyčleniť predžulovú fázu (intenzívne prevrásnenie a vznik kliváže), fázu alebo obdobie granitizácie, žulových intrúzií a zrudňovacích procesov a tektonickú požulovú fázu, počas ktorej došlo k príkrovovej stavbe geme rid.

Mineralia slovaca, 5, 2, 115—134 (1973)

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СПИШСКО-ГЕМЕРСКОМ РУДОГОРИИ

ИМРИХ ВАРГА*

Associations de minéraux de métamorphisme régional et leur zonalité dans le Spišsko-gemerské rudohorie Mt

Les associations de minéraux de métamorphisme régional des Monts Métalliferes du Spiš et du Gemer récemment délimitées appartiennent en majeure partie au subfaciès du quartz-albite-muscovite-chlorite et en partie au subfaciès du quartz-albite-épidote-biotite dans le faciès des schistes verts. La zonalité des produits du métamorphisme régional suit les éléments constituants alpins des Gemerides et reflète ainsi la vergence nord des structures alpines des Gemerides, de même que la configuration des corps granitiques. Sur la base des associations de minéraux délimitées on a établie la première carte de la zonalité métamorphique

Введение

При обсуждении метаморфических перемен отдельных серий Спишско-Гемерского рудогория до сих пор у нас подчеркивался прежде всего структурно-деформационный характер этих процессов. До сих пор вообще принятая точка зрения о характере и интенсивности отдельных деформационных (и метаморфических) фаз основана на изучении микротектонических проявлений (особенно благодаря работам Л. Снопко 1967 и др.).

Вещественному и особенно петрохимическому характеру этих процессов неуделялось внимание, хотя уже давно известно, что главная часть метаморфических перемен влияния на вещественное и минералогическое сложение горных пород. Крупнейшая метаморфическая миграция вещества и связаное с ней изменение химического и минералогического состава горных пород до сих пор в районе Спишско-Гемерского рудогория не предполагалась.

Единственным отчетливым проявлением метаморфизма горных пород, на основе до сих под существующих представлений (М. Машка 1960, М. Иванов 1965, О. Фусан и М. Магель 1967, Л. Снопко 1967) — является интенсивность микротектонических деформаций, особенно метаморфической фалиации. Рассуждения о вещественных изменениях во время метаморфизма не перешагнули характер общих рассуждений (М. Машка 1960), или изучение узкого круга (и географически) метаморфических перемен (Й. Губач — А. Клинец 1959, Л. Розложник 1865). До сих пор принято мнение, что домезозойские серии

* prom. geológ Imrich Varga, Geologický prieskum, Geologické stredisko, 048 80 Rožňava

гемерид построены палеозоем особого развития в хлорит-серицит-альбит метаморфической фации, исключая региональную гранитизацию. Эта фация метаморфизма, на контакту гемерид, остро граничит с „метаморфической фацией двухслюдистых сланцев" Вепорид, чем здесь проявляется метаморфический и гранизационный перерыв, как результат сближения обеих единиц во время альпийских тектонических движений (В. Зоубек 1957).

В новейшее время в гемеридах проявилось существование продуктов метаморфизма еще докарбонского периода, интенсивность которого достигает в узких, тектонически очень напряженных, зонах фацию эпидотовых амфиболитов (Л. Розложник 1965) и отчетливую метаморфическую конвергенцию на соприкосновении Гемерид и Вепорид с отчетливыми проявлениями метаморфической бластевы тоже в краевых частях Гемерид (С. ВРАНА 1964, 1964 а). Уже из этого ясно, что история метаморфизма в отдельных частях отличается как интенсивностью, так и по возрасту.

Несмотря на эти даные, предшествующие работы не позволяли оценивать эти (вещественные и химические) процессы по отношению к тектоническому и структурному развитию всех Гемерид на удовлетворительном уровне. Единственным достоверным критерием остались предшествующие значения о структурных элементах метаморфических деформаций, особенно метаморфической фолиации. (Л. Снопко 1967).

В рамках студии о геологии и месторождениях в Спишско-гемерском рудогории из предшествующих данных была построена карта метаморфической зональности Спишско-Гемерского рудогория. Результаты работы на этой карте приводим в этой статье.

Минеральные ассоциации регионального метаморфизма

Предшествующие петрографические и петрохимические работы, посвященные породам Спишско-Гемерского рудогория не были ориентированы на классификацию метаморфических минеральных ассоциаций, как результату воздействия регионального метаморфизма. Характерным документом этого состояния является, например то, что, несмотря на больше чем 400 до сих пор сделанных силикатных разборов обыкновенно дополненых сравнительно детальной петрографией, лишь несколько из них использовано для разбора минерального сложения с точки зрения минеральных ассоциаций и метаморфических фаций. Исключением являются новые работы Й. Губача (1971) о карбонатных породах палеозоя. В последнее время Й. Каменицки (1967, 1968) приводит обзор минеральных ассоциаций Спишско-Гемерского рудогория.

В этом обзоре для пород Гелницкой серии приводим условия метаморфизма кварц-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Из осадочных членов — согласно Й. Каменицкому (л. с.) образовались различные типы филлитов с минеральной ассоциацией кварц-серицит-хлорит-графит-альбит. Карбонаты были слабо мраморизованы или метасоматически изменены в анкерит. Кварцевые порфиры и их пироклаетические разности одновременно изменились в порфироиды и в се-

рицит-кварцевые сланцы с ассоциацией: кварц-мусковит-хлорит-альбит и кварц-мусковит. Основные породы Гелницкой серии превратились в эпидиабазы и в кальцит-эпидотхлоритовые сланцы. В местах с отсутствием давления, породы Гелницкой серии (л. с.) так мало изменены, что они сохранили свой первоначальный осадочный или вулканический характер. На контакте с гемеридным гранитом породы Гелницкой серии изменились на узловатые сланцы или контактовые роговики с ассоциацией кварц-хлорит-мусковит и кварц-биотит-мусковит-альбит. Воздействие гемеридных гранитов на порфироиды проявилось намного слабее и проявилось только в их перекристализации и серицытизации, даже мусковитизации полевых шпатов.

Региональный метаморфизм Гелницкой серии И. Каменицки (г. с.) связывает со спишской фазой каледонского орогенеза.

Породы Раковецкой серии были согласно И. Каменицкому (г. с.), эпизонально измененны в бретонской или судетской фазах варийского орогенеза. Результатом метаморфического процесса являются филлитические сланцы, филлиты, эпидиабазы, хлорит-альбитовые сланцы итд. Метаморфизм этих пород отвечает условиям кварц-альбит-хлоритовой субфации в фации зеленых сланцев. Из осадочно-вулканогенного комплекса образовались породы с минеральным сложением кварц-мусковит-хлорит-альбит, альбит-эпидот-хлорит-кварц и альбит-эпидот-хлорит-кальцит-кварц. Первичная слоистость пород местами сохранилась в виде реликтов. Диабазы Раковецкой серии были еще до регионального метаморфизма интенсивно спилитизированы, без каких-нибудь проявлений тектонического воздействия, вполне переменные.

Из этого видно, что условия спилитизации не отличались от условий регионального метаморфизма, насколько и спилитизация обусловила туже минеральную ассоциацию: альбит-эпидотхлорит-кварц и альбит-эпидот-хлорит-кальцит-кварц (1. с.).

На основании результатов микротектонического изучения Л. Сноп-ко (1967), самая интенсивная кристаллизационная фолияция в гелницкой серии поперечная и отвечает герцинским федормационным элементам; одинакого и у Раковецкой серии.

Молодые альпийские плоскости фолиации уже в старших свитах не проявляются с такой интенсивной кристаллизационной сланцеватостью (до тех пор пока не унаследуют старые поверхности фолияции. Нужно отметить, что количество обнаруженных плоскостей фолияции Л. Снопко (с кристаллизационной сланцеватостью) не имеет до сих пор одинаковое число метаморфических минеральных ассоциаций. Для объяснения этого состояния — несмотря на то, что предшествующие исследования метаморфических минеральных ассоциаций находятся только в начале — приходят во внимание две возможные причины: — молодые продукты стирают старшие продукты (полная перекристаллизация) — или возникновение одинаковых при отдельных метаморфических процессах (повторяющийся метаморфизм в одинаковых условиях). Первый из этих предположений кажется быть необыкновенным, несмотря на то, что в самых интенсивно не рекристаллизованных участках (напр. окрестности города Добшина) не исключается. Скорее можно предполагать, что старшие фазы метаморфизма проявляются одинаковыми минеральными

ассоциациями не переступавшими с исключениями ни в одном этапе верхнюю половину фации зеленых сланцев и единственным реликтовым проявлением старших фаз могут быть отличающиеся в пространственные ориентации продуктов метаморфизма. Исходя из предположения, что хотя по интенсивности (минеральные ассоциации) одинаковый метаморфизм в нескольких (больше чем в одном) этапах должен отразиться и в реликтных ассоциациях (хотя бы структурно) старших продуктов, это значит старшей бластезы. Правда, доказательства об этом предположении, кроме микротектонических измерений в петроструктурном исследовании метаморфических образований (с исключением работы Л. Розложника 1965) пока не имеем. Типичным проявлением минерального сложения метаморфических пород Спишско-Гемерского рудогория являются палимпсестные ассоциации. Они очень часто встречаются в основных, меньше в кислых магматических породах и они особенно редкие в осадочных породах. На их важное значение обратил внимание еще Ц. Варчек (1965 г.).

Минеральные ассоциации метаморфических пород Спишско-Гемерского рудогория принадлежат, в соответствии по вновь разработанным данным, к низко-температурной области фации зеленых сланцев. Напротив предшествующим результатом, часть метаморфических ассоциаций представляет уже среднюю часть фации зеленых сланцев, т. е. субфацию кварц—альбит—эпидот—биотитовую; пока большая часть точек наблюдения (что касается количества данных в плоскости и наверно и в пространстве) принадлежит к кварц—альбит—мусковит—хлоритовую субфацию. При выборе поступалось согласно классификации Г. Г. Ф. Винклера (1967). Установленные минеральные ассоциации приводим ниже:

Субфация кварц — альбит — мусковит — хлоритовая

Гелницкая серия (кембрий — силур?)

Минеральные ассоциации имеют сравнительно низкое число минералов, особенно вблизы поясов крупнейших месторождений, где не бывают исключением почти мономинеральные породы.

В кислых метаморфических магматических породах (порфироиды) были определены следующие минеральные ассоциации:
кварц — хлорит — серицит — альбит
кварц — серицит — хлорит — эпидот — альбит
кварц — хлорит — серицит — хлоритоид
кварц — серицит — хлоритоид — (каолинит?)
кварц — серицит — хлоритоид — эпидот — (±каолинит?)

Минеральные ассоциации основных метаморфических магматических пород (метаморфизованные диабазы, метаморфизованное габро, метаморфизованные туфы, метаморфизованные туффиты⁺).
хлорит — эпидот — кварц — актинелит — тальк
кварц — хлорит — эпидот — серицит
кварц — эпидот — хлорит — альбит — серицит
хлорит — серицит — кварц — кальцит

Минеральные ассоциации метаморфизованных кластических осадков (филлиты, филлитические сланцы):

кварц — серицит — (каолинит?)
кварц — серицит — хлоритоид
кварц — серицит — хлорит — альбит — эпидот (редкая)

Минеральные ассоциации карбонатных пород гелницкой серии (с исключением метасоматически измененых карбонатов месторождений):
кальцит (доломит) — серицит — ±кварц
кальцит (доломит) — серицит — (±каолинит?)
кальцит (доломит) — серицит — хлорит
кальцит (доломит) — хлорит — (каолинит?)
кальцит (доломит) — хлорит — тальк

Раковецкая серия (девон-нижний карбон?)

Минеральные ассоциаиции метаморфизованных основных магматических пород (метаморфизованные диабазы, метаморфизованное габро, метаморфизованные габроамфиболиты, метаморфизованные туфы, мета-метаморфизованные туффиты):
± хлорит — эпидот — ±кварц — ±альбит
хлорит — эпидот — альбит — кварц — ±серицит
альбит — эпидот — хлорит — кальцит — ±тальк
эпидот — хлорит — ±актинелит — ±альбит
хлорит — тальк — ±кварц — ±кальщит
хлорит — доломит — тальк

Минеральные ассоциации метаморфизованных кислых магматических пород (порфироиды, метаморфизованные порфириты):
кварц — серицит — альбит — хлорит — эпидот — (±реликты биотита).

Минеральные ассоциации метаморфизованных кластических осадков (филлиты, филлитические сланцы):
кварц — серицит — хлорит — эпидот — ±альбит
хлорит — эпидот — кальцит — ±кварц
хлорит — кварц
хлорит — серицит — кварц

Верхнекарбонские серии

Минеральные ассоциации метаморфизованных основных магматических пород (метаморфизованные диабазы, метаморфизованное габро, метаморфизованные габроамфиболиты, метаморфизованные туфы, метаморфизованные туффиты):
хлорит — эпидот — альбит — ±серицит
альбит — эпидот — хлорит — актинолит — кальщит — ±кварц (±реликтовый амфиболит)
альбит — эпидот — хлорит — кальцит
хлорит — кальцит — доломит
хлорит — тальк + кварц
хлорит — кварц

Минеральные ассоциации метаморфизованных кластических осадков (филлиты, филлитические сланцы):

кварц — серицит — каолинит
кварц — серицит — хлорит
кварц — хлорит — эпидот — ±альбит
кварц — хлорит

Минеральные ассоциации карбонатов (с исключением метасоматически измененных тел карбонатов в месторождениях):
доломит — (кальцит) — серицит — хлорит
доломит — (кальцит) — хлорит — эпидот
доломит — хлорит — тальк — ±магнезит

Пермские образования в Гемеридах

Минеральные ассоциации метаморфизованных кислых вулканитов северногемеридной континентальной перми:
альбит — кварц — серицит — хлорит — ±эпидот — (±реликтовый биотит, К-полевой шпат)

Минеральные ассоциации метаморфизованных кислых вулканитов рожнявско-железницкой серии:
кварц — альбит — серицит — хлорит — ⁺эпидот — (⁺реликтовый биотит, К-полевой шпат)

Минеральные ассоциации метаморфизованных туффитических осадков в северогемеридной континентальной перьми:
кварц — серицит — (±реликты К-полевого шпата)
кварц — хлорит — эпидот — кальцит

Минеральные ассоциации метаморфизованных кластических осадков:
кварц — серицит — каолинит — ±эпидот
кварц — серицит — хлорит
кварц — серицит — эпидот — ±альбит

Мелиатская серия (верхний перм — нижний трияс) и мезозой Гемерид

Основные магматические породы мелиятской серии (диабазы):
хлорит — эпидот — альбит — ±кальцит

Основные магматические породы в мезозое Гемерид (диабазы):
эпидот — альбит — хлорит — кальцит — ±актинолит.

В кварц—альбит—мусковит—хлоритовой субфации в результате не удовлетворительных данных до сих пор а области Спишско-Гемерского рудогория невозможно расчленить критические минеральные ассоциации относительно слабее (или „анхи“) метаморфизованных пород. Не имеются данные о присутствии минералов этой субфации, которые обыкновенно считают критическими относительно ниже метаморфизованным породам. Так например не имеются данные о присутствии стильномелана, пирофиллита, нет достоверных данных о характере выступающих полевых шпатов в породах Спишско-Гемерского рудогория. Часто описывают сравнительно основные плагиоклазы в минеральных ассоциациях — выше приводимых — где их присутствие совсем исключено, как и реликтовых минералов исходных интрузивных пород. Присутствие минералов приводимых выше в породах этой субфации больше всего вероятное.

Субфация кварц — альбит — эпидот — биотитовая

Эта субфация в области Спишско-Гемерского рудогория выделяется впервые. Встречается особенно в породах Гелницкой серии, меньше в Раковецкой серии, пока в более молодых образованиях ее проявлений не известно. Критическими ассоциациями в кислых магматических породах (порфироиды) хлорит—биотит—эпидот±бластический К-полевой шпат, в метаморфизованных кластических осадках биотит—хлорит—бластический К-полевой шпат и альбит—биотит—эпидот, пока в карбонатных породах ассоциация магнезит—хлорит—тальк.

Гелницка серия (кешбрий — силур?)

В метаморфизованных кислых магматических породах (порфироиды) были обнаружены следующие ассоциации:
кварц — серицит — альбит — биотит — эпидот — хлорит
кварц — серицит — альбит — биотит — эпидот — К-полевый шпат
кварц — серицит — альбит — К-полевый шпат — биотит
кварц — хлорит — альбит — биотит — эпидот — ±серицит

Минеральные ассоциации метаморфизованных основных магматических пород (метаморфизованные диабазы, метаморфизованное габро, метаморфизованные туфы, метаморфизованные туффиты):
альбит — хлорит — актинолит — тальк
альбит — хлорит — эпидот — актинолит — биотит

Минеральные ассоциации метаморфизованных кластических осадков (филлиты):
кварц ± серицит — альбит — эпидот — биотит — ±К-полевый шпат
кварц — серицит — хлорит — альбит — биотит — эпидот
кварц — серицит — биотит — хлорит

Минеральные ассоциации карбонатных пород Гелницкой серии:
магнезит — доломит — хлорит — ±тальк

Раковецкая серия (девон — нижний карбон?)

Минеральные ассоциации метаморфизованных основных магматических пород (метаморфизованные диабазы, метаморфизованное габро, метаморфизованные габроамфиболиты, метаморфизованные туфы, метаморфизованные туффиты):
альбит — актинолит — эпидот — хлорит — титанит — +биотит
альбит — актинолит — эпидот — кальцит
альбит — хлорит — актинолит — тальк

Минеральная ассоциация метаморфизованных кластических осадков (филлиты):
альбит — кварц — серицит — эпидот — К-полевый шпат — +биотит.

Субфация глаукофановых зеленых сланцев

Присутствие основных метаморфизованных магматических пород с глаукофанитом в Спишско-Гемерском рудогории известна уже из ра-

бот Р. Розложника (1935). Глаукофановые породы были позднее детально изучены И. Каменицкий (1957), предполагалось, что у нас относительно хорошо представленная метаморфическая фация глаукофановых сланцев. Так как по новому (сравн. Тернер — И. Бергуген 1960, или Г. Г. Ф. Винклер 1967) фация глаукофановых сланцев ограничена на ассоциацию с лаусонитом жадаитом — кварцем, егирином и пумпеллитом (согласно Г. Г. Ф. Винклера l. c. фация лаусонит-глаукофановая и лаусонит-альбитовая) включало в фацию зеленых сланцев как особую субфацию и глаукофановые породы на территории Спишско-Гемерского рудогория.

Минеральные ассоциации этих пород следующие:
альбит — эпидот — глаукофан — хлорит
альбит — хлорит — глаукофан — кальцит
эпидот — глаукофан — хлорит
альбит — глаукофан
альбит — эпидот — хлорит — кварц (тождественная с субфацией кварц—альбит—мусковит—хлоритовой).

Наверно самую высшую степень метаморфизма в Спишско-Гемерском тов, эти минеральные ассоциации свидетельствуют только для верхней из окресности Добшина как амфиболиты и смешанные тоналитовые гнейсы с минеральными ассоциациями типичными для фации альмандиновых амфиболитов (плагиоклаз даже An_{36}):
амфибол — эпидот — биотит — кислый андезин — гранат — К-полевый шпат — мусковит

Как реликтовые минералы описывает Л. Розложник (l. c.) диобсидовый пироксен и наверно поздномагматический титанит.

Несмотря на присутствие „гранитизированных" участков амфиболитов, эти минеральные ассоциации свидетельствуют только для верхней части альмандин-амфиболитовой фации.

Распределение минеральных ассоциаций в описываемых субфациях явственно из карты зональности метаморфизма. Предшествующие данные не дают точную конструкцию этой карты, поэтому результат нужно считать в роде первого приближения к действительному состоянию минеральных ассоциаций в Спишско-Гемерском рудогории. Несмотря на это, уже из карты явственны некоторые закономерности.

В субфации кварц—альбит—мусковит—хлоритовой не удалось только определить критические минеральные ассоциации. Определенную картину об уменьшении интенсивности и характере метаморфизма в рамках субфации представляют зоны „индексовых" минералов: хлоритоида, талька, и моно (местами Би) минеральная зона серицита, хлориты или серицит-хлоритовая. Проявления этих минералов (представляющих само-собой ассоциацию) связано согласно доступным данным на сравнительноузенькую полосу, явственно со специфичными условиями вещественными и температурой, давлением и таким образом лучше всего исполняют критерии изофациальных зон субфации. Примечательно что самые высокие концентрации гидротермального оруденения очень часто географически совпадают с протяжением этих зон в региональном масштабе. Это было доложено на примере хлоритоидной зоны между Брдарков и Рожнявским Быстрым (И. Варга, 1967, 1970).

Временно-пространственная зональность регионального метаморфизма

Ниже приводимая дискуссия о зональности метаморфических минеральных ассоциаций исходит из результатов вновь построенной карты метаморфической зональности Спишско-Ремерского рудогория в М 1 : 100 000.

Исходный материал для построения этой карты не ориентировался на документацию зональности минеральных ассоциаций Спишско-Гемерского рудогория. Поэтому на карте было можно изобразить только определенную часть реально присутствующих минеральных ассоциаций и поэтому поводы и дискуссия зональности загружена определенной ошибкой. Известно, что зональное геологическое строение и антиклинорный характер Спишско-Гемерского рудогория дает хорошие предпосылки для зонального расположения метаморфических ассоциаций. Результаты, документированные на карте подтверждают это предположение.

Напротив предшествующим взглядам о изофациальности метаморфизма (и что касается минеральных ассоциаций), результаты свидетельствуют о различной интенсивности и характере метаморфизма в отдельных регионах Рудогория. Следующим познанием это то, что хотя в определенных регионах интенсивно проявились доальпийские метаморфические процессы (связанные особенно с бретонской?-судетской фазой варийского орогенеза), что доложено мелкотектоническим исследованием и в определенных частях и петрографически (Л. Розложник 1965), об их региональности не удалось получить новейшей обработкой существующих характеристика и интенсивность метаморфизма свидетельствуют о том, что хотя древние этапы остановили отпечаток в микро-тектоническом инвентаре выступающих свит, их отражение и влияние на метаморфические минеральные ассоциации пока является незаметным, или в результате недостаточной глубины разработки минеральных парагенез метаморфических пород не является доложительным.

Предшествующие данные говорят по-этому что и если в изолированных и в маленьких площадях проявился сравнительно интенсивный варийский термодинамометаморфизм и что он в основном переступил локальный характер. Самыми интенсивными метаморфическими проявлениями в Спишско-Гемерском рудогории являются тектонометаморфические процессы, связаные с альпийской орогенной фазой. Эти процессы создали метаморфическую зональность, которя проявляется выше приведенными минеральными ассоциациями, законченую интрузивной деятельностью. Эта тектонометаморфическая зональность прикрыла и смазала предшествующие метаморфические продукты до такой степени, что их реконструкция в районе Спишско-Гемерского рудогория на основе предшествующих данных невозможна. Это доказывает и совпадение метаморфической зональности с альпийскими структурными элементами, что не исключает в определенных частях идеальное разлагание старшей структурной и метаморфической схемы. В пользу альпийского возраста метаморфизма свидительствует также симметрия зональности с преобладанием высше метаморфизованных ассоциасий в северной половине Рудогория, в чем отлетливо проявляется северная вергенция альпийских структур гемерид.

Центром зональности минеральных ассоциаций Спишско-Гемерского рудогория является ассоциация кварц-мусковит (серицит) — К-полевый шпат—альбит—биотит—(+хлорит) в кварц—альбит—эпидот-биотитовой субфации зеленых сланцев. Покрывают всю центральную часть Рудогория, при этом депрессия в центре этой площади (ассоциация создает кольцо), наверно представляет антиклинорий (это значит сложную форму свода) и в условиях метаморфизма. Прохождение внешней границы этой ассоциации (граница относительно кварц—альбит—мусковит—хлоритовой субфации) наверно относительно сложное, как это выходит из конструкции карты в западной окраине поверхности ассоциации, в местах, где данных больше (Чучма, Рожнява—Добшина), пока в восточной половине граница ныне не определенная. В определенных местах этой субфации появляются дальшие минеральные ассоциации, характерные для специфичных условий возникновения. Из них самыми примечательными площадями является кварц—хлорит—биотит—альбит—эпидотовой ассоциация и к ней полярно расположеные поверхности с высшими концентрациями К-полевого шпата (микролин). Невозможно не исключить в этой полярите ни термально-моделовые влияния глубинного гранитиного тела. Минеральные ассоциации метаморфических основных магматических пород на северной окраине Рудогория (альбит—хлорит—эпидот—актинолит—биотит—±кварц) являются самыми выразительными вещественными и минеральными проявлениями ассиметрии описываемой зональности, насколько дальнейшие элементы ассиметрии проявляются только в геометрических размерах (ширина, уклон зон).

Пояс этой ассоциации в районе между городами Добшина и Бинт (в продолжении в район Рудняны—Златник?) не имеет пока ясное положение. На площадях с низкометаморфическими ассоциациями находится также область с доказанно герцинским метаморфизмом в окресности Добшина, превышающим нижную границу фации зеленых сланцев. Новые данные из области Руднян говорят о действии одинакого интенсивных (вплоть до плутонических) процессов в альпийской эре. (К. Мандакова 1972). Решение этого вопроса требует очевидно дальнейшее исследование, насколько о сходном характере этих процессов в области Рудняны и Добшина свидетельствует одинаковый хаарктер метаморфических продуктов и сходные продукты гидротермальной деятельности. Характерическим развитием метаморфической зоны кварц—альбит—мусковит—хлоритовой субфации по сравнению с выше разбираемыми ассоциациями состоит в том, что в этой зоне явно выступают ассоциации, в которых по объему сильно преобладает некоторый минерал ассоциации в такой степени, что местами один или два минерала представляют всю ассоциацию. Причиной этого может быть, что характер перемен в центральной части был такой, что стер первоначальные диференции в химическом сложении пород и вызвал конвергенцию минерального и химического сложения (как результат интенсивных перемен), или àpriori пестрое сложение пород в краевых частях Рудогория, (особенно на юге, меньше на севере) по сравнению с центральными регионами позволило создание зон „индексовых" минералов в специфических условиях. Предполагаю, что во время вещественных перемен, связаных с метаморфизмом дошло в центральной части к максимальной

мобилизации вещества (особенно к выносу основных ионов, прежде всего Fe и Mg) и влияние мобилизации этого вещества отразился в краевых частях созданием зон „индексовых" минералов, которые вместе с зонами центральных частей взаимно генетически связаны.

Специфическим проявлением регионального метаморфизма Спишско-Гемерского рудогория в рамках Западных Карпат является полоса с наличием ассоциаций с главкофаном в южной части Спишско-Гемерского рудогория. В этих ассоциациях до сих пор не был обнаружен лавсонит, по-этому мы их включаем в фацию зеленых сланцев и они обозначают преобладающие максимальных давлений (понижающийся метаморфизм не приходит во внимание). Возможное объяснение этой полосы на модели и ее отношение к остальным ассоциациям приводим ниже:

В дискуссии зональности минеральных ассоциаций до сих пор отсутствуют данные для включения территории Спишско-Гемерского рудогория к остальным единицам Западных Карпат. Самые тесные соотношения проявляет метаморфическая зональность к Вероридной полосе. Данные о соотношении зональности к региону Черна гора и Браниско совсем неудовлетворительны и не позволяют даже спекуляционных рассуждений.

О средственном характере метаморфической зональности в центре Рудогория к определенным частям Вепорид свидетельствует ориентация зон в югозападной части (Штитник—Коцига). В этой области возможно предполагать быстрое возрастаные температуры и давления к направлению центра Вепорид, что подтверждает работами С. Врана (1964, 1964а) в примечающих областях.

В направлении на юг и север Спишско-Гемерского рудогория вероятные переходы к низкометаморфическим комплексам, особенно в южном направлении, где в местах глубинных частей Словацкого карста можно ожидать минеральные ассоциации понижающегося метаморфизма (цеолитовой) пумпеллит-пренит-кварцевой субфации). В направлении на север границы этой субфации наверно ограничены окраиной сверхнепалеозойских и мезозойских серий гемерид.

Соотношение к геологическому строению

Из распределения наблюдаемых точек использованных для построения карты зональности матеморфизма очевидно, что территория Спишско-Гемерского рудогория ними очень не равномерно покрыта. Это обоснованно резко отличающимися целями, для изучения которых происходит отбор образцов и их изучение. Из этих целей, наверно, что изучение метаморфических минеральных ассоциаций было на последнем месте. В результате гетерогенных исходных данных было возможно изобразить пространственное расположение определенных ассоциаций только в общих чертах, с различной степенью детальности и глубины в отдельных районах.

Еще меньше данных имеется о расположению о развитии нынешних минеральных ассоциаций метаморфических пород во времени. Предшествующие данные предоставляют больше всего оснований об изофа-

циальности отдельных этапов метаморфической бластезы, или о колебании интенсивности в малых пределах. Вероятно в преобладающей части Гелницкой и Раковецкой сериях (с исключением узких зон напр. в окресности города Добшина) интенсивность метаморфизма только местами достигала низкотемпературную область кварц—альбит—эпидот—биотитовой субфации с критической ассоциацией альбит—эпидот—биотит, из которой сомым чувствительным образом проявляется биотит. Примеры поведения биотита пока малоизвестны в Спишско-Гемерском рудогории, больше всего из областей, где на изменение биотита и его бластезу могли действовать и другие воздействия как региональный термодинамометаморфоз. Такие примеры приводит из пород гелницкой серии И. Варга (1970).

В хиорит-биотитовом метаморфизованном псамите 1,5 км от города Гнилец в направлении на юг (это значит недалеко от контакта гранита) за счет кластического бауеритизованного биотита возникают с попередной ориентированной вновь образованые чешуйки биотита.

На других местах, и вновь образованный биотит был подвергнут хлоритизации и обратная бластеза образовала мусковит. Это наблюдать например в мысковит-хлоритовом метаморфизованном псамите 3,5 км северовосточнее города Бетляр. Здесь вновь образованный биотит был диафторически хлоритизованный (с отмешанными выделениями сагенита и титаномагнетита) и бластеза, которая моложе привела к образованию мусковита.

Увязать во времени этих отдельные данные даже ни в связи с микротектоническими данными из техже районов до сих пор невозможно. Отмечаю, что эти проявления из окресностей гранитных интрузий до сих пор неизвестны и поэтому есть преположение их связывать с контактовым воздействием тел гранитов, это значит с альпийскими метаморфическими процессами. Предполагаю, что основная часть старших минеральных ассоциаций была так идеально включена в альпийскую метаморфическую схему (при преобладающем изофациальном характере метаморфизма), что современая картина, показанная на новой карте является проявлением почти исключительно альпийских метаморфических процессов. В пользу этого говорит и то, что отдельные минеральные ассоциации выступают в поясах, следующих альпийские структурные элементы, хотя местами интенферующие старшую структурную схему.

В кварц—альбит—мусковит—хлоритовой субфации фации зеленых сланцев выступает несколько характеристических зон, называемых зонами „индексовых" минералов. Из этих зон самая выразительная зона хлоритоида в южной и югозападной части Спишско-Гемерского рудогория. В просторе от Гонковой и Штитника на югозапад следует границу гемерид (лубеницко-маргецанскую линию). Здесь была зона хлоритоида (местами вместе с дистеном) определена С. Враном (1964) и ее происхождение интерпретовано как результат благоприятного химического состава исходит пород и повышенного геотермического градиента в окресности лубеницко-маргецанской линии (для достижения P и t условий возникновения хлоритоида и дистеня) в альпийской эпике.

В области от Ганковой через Кобеляpово и Нижну Слану вплоть до северозападной части Рожнявы присутствие зоны хлоритоида опре-

делил И. Варга (1965). Причины ведущие к возникновению зоны хлоритоида в этой зоне отличались; специфичные химические условия были созданы в различных породах (порфироиды, филлиты), как результат региональных перемен, завершеных метасоматозом карбонатов Гельницкой серии. Структурные предположения для определенного направления хлоритоидовой зоны между Ганковой и городом Рожнява до сих пор не вполне объясненные, но в главной части они геометрически сходные с направлениями кристаллобластической фолиации S_A^1.

В описываемой области паралельно с зоной хлоритоидов проходят зоны двух дальших „индексов" минералов: серицита, как преимущественно мономинеральной ассоциации (±кварц), и талька. В случае зоны серицита (которая продолжается о города Рожнява на северовосток и даже — после перерыва? — тоже в области луцианского рудного пояса) предполагаю унаследованные проявления самых интенсивных перемен, связанных уже с образованием сидеритовых аккумуляций. Замечательно, что эта зона в окресностях городов Рожнява и Медзев совпадает с направлением оси веера поперечной сланцеватости пород, которая на основе работ Л. Снопко (1967) является герцинским (бретонским) элементом. Не смотря на то, что зона серицитов структурным связана с предыдущей зоной в западной части и с наложенными крупнейшими концентрациями сидеритового оруденения она является продуктом альпийского метаморфизма.

Схожный характер, представляемый местами зоной хлорита (напр. серицит—хлорит—⁺кварц) имеет и „индексовая" зона вдоль северной окраины Рудогория в самых различных образованиях (от гельницкой серии до верхней перьми).

Проявление этой зоны можно непрерывно наблюдать от города Млинки до города Якловце. Сходный характер имеют и пояса, вычлененные в области Гнилец и Сульова и также между Старой Водой и Гельцмановце. Их объяснения до сих пор нет. Мономинеральные зоны серицита и хлорита в разных местах представляют метаморфическую (гидротермальную деградацию пород с малым количеством химически реагирующих составляющих а поэтому и с простым минеральным составом.

Вероятно одинаковое происхождение имеет и приведенная зона талька. Пока в югозападной части Рудогория она выступает по внешней стороне предыдущей зоны, на севере и северовостоке, местами и в центральной части выступает по внутреней стороне в направлении к высшим ассоциациям. На присутствие талька очевидно имели влияние особые химические условия (недостаток Al и избыток Mg) и также одинаковые причины, как у предыдущей зоны.

Минеральные ассоциации кварц—альбит—зпидот—биотитовой субфации совершенно отражают как зональное строение (и метаморфическую зональность) Спишско-Гемерского рудогория, так и ее ассиметрию, вызваную приведенной северной вергенцией основной части альпийских структурных элементов. В результате этого являются в высшей степени метаморфизованные ассоциации более концентрированные в северной части Рудогория, чем на юге.

Самое крупнейшее площадное разширение имеет ассоциация кварц—мусковит—(серицит)—К-полевой шпат—альбит—биотит— (⁺хлорит),

занимающая всю центральную часть Рудогория, с исключением в области между Старой Водой и Мнишком над Гнилцом. В породах этой площади выступает как критическая ассоциация мусковит-К-полевой шпат—биотит. Более молодые внедрения гранита могли предпочитать районы с наличием этой ассоциации, о чем свидительствует хорошее сходство площади ассоциации с отрицательными данными регионального гравитационного поля в основной части территории. Возможность одинаковой связи возникает и при ассоциации с высшими содержаниями К-полевого шпата (больше всего микроклин) вместе с биотитом и мусковитом, которая создает площади меньших размеров в окресностях Бетляра—Чучмы—Гнилца, Угорной, Шведляра, Острого верха (вблизы Гелницы) и Едльевца—Золотой Идки. Наличие вблизы более молодых тел гранитов на этих территориях не везде заметно.

С самой высокой температурой возникновения можно на приведеных ассоциациях соединить ассоциацию кварц—хлорит—биотит—альбит—эпидот (к которым местами приступает мусковит [серицит]—$^{+}$К—пилевой шпат; они частично в неравновесии с предыдущими в условиях субфации), проявления которой образуют ядро выступа предыдущей ассоциации между Суловой и Влаховым. Следующие площади с этой ассоциацией находятся между Угорной—Старой Водой и сравнительно обширная полоса от г. Гелцмановце, через Койшов (и после перерыва?) в окресности Гилова и Вышных Клатов. Тоже при этой ассоциации не возможно исключить хотя бы температурное влияние процессов, ведущих в конечном результате к внедрению тел гемеридных гранитов, особенно замечательная является полярность этой ассоциации к площадям с существенным преобладанием К-полевого шпата. Объяснение площади этой ассоциации воздействием контакта гранита невозможно, здесь скорее всего проявился процесс регионального метаморфизма.

Последняя из ассоциации кварц—альбит—эпидот—биотитовой субфации, которую было возможно на карте обозначить, является ассоциация альбит—хлорит—эпидот—актинолит—$^{+}$биотит—$^{+}$кварц, к которой приступает циозит (клиноциозит—$^{+}$титанит или ильменит) в метаморфизованных эруптивах основного характера в северной части Рудогория. Больше всего она расширена между городом Налепково, южнее окресностей Праковце и опять (после перерыва) от Койшовской голи на юго-восток. Отдельная площадь с этой ассоциацией находится между городами Добшина, Гнилец и Биндт (с продолжением на Рудняны—Златник?). Отдельные части в этой площади приобрели приведенную ассоциацию уже до верхнего карбона (Л. Розложник 1965). Интенсивность метаморфизма местами превышает и нижний предел фации зеленых сланцев, но на основе новейших данных из области Биндта и Златника, одинаковые минеральные ассоциации возникали и позже, как в смешанных тоналитовых гнейсах в окресности Добшина (К. Мандакова 1972). Очевидно следующие работы лучше будут освещать действительную сущность и структурно-геологическую обстановку этих метаморфических (даже плутонических) ассоциаций.

Распределение этой ассоциации является проявлением ассиметрии в зональности метаморфизма, наколько выступает только в северной части Рудогория.

Характерной ассоциасией основных интрузий на юге Спишско-Гемерского рудогория является ассоциация хлорит—эпидот—глаукофан—альбит—кварц—(±кальцит), выделенная в самостоятельную субфацию в фации зеленых сланцев, на основе приведеных критерии. Ее возникновение обосновано, наверно, самыми большими давлениями из всех ассоциацией регионального метаморфизма Спишско-гемерского рудогория. Отдельные проявления глаукофановых пород создавают пояс с перерывами от Медзева к Лучке, на северных склонах Плешивецкого нагория и на юго-западных склонах Радзиму. Кажется, что одинаковые условия (ведущие к образованию глаукофана) окаймляют от юга и юго-запада центральные части гемерид. Продолжением этого пояса является, наверно, достоверно не потвержденное проявление глаукофановых пород на северных склонах Трех Пеняжков (западнее Елшавы).

Зоны минеральных ассоциаций регионального метаморфизма хорошо отражают крупные структурные элементы Рудогория. Как было замечено, основная часть интерпретирующих соотношений к геологическому строению касается альпийских структур, по-этому на основании часть обозначеных минеральных ассоциаций можно вывести некоторые дальнейшие заключения.

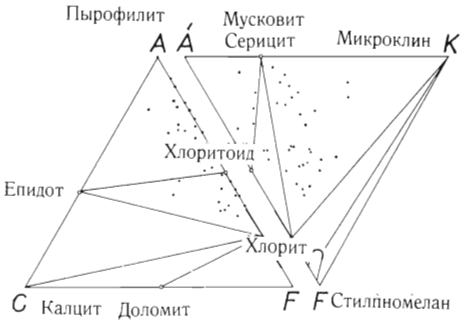
Уменьшение условий метаморфизма (интенсивности) отличается от центральной части антиклинерия к отдельным сторовам. В северной половине преобладают ассоциации возникающие в высших температурах. Постепенный переход этих ассоциаций к низко-температурным протекает быстрее и равномернее, чем на юге Рудогория. Ассоциации на юге свидетельствуют о низших температурах образования с постепенным уменьшением интенсивности, но в большинстве с высшими давлениями (обыкновенно в узких полосах), которые нужны для образования описываемых ассоциаций (глаукофан, может быть и хлоритоид). Для возникновения этих ассоциаций на юге необходимий был низкий геотермический градиент и высокие давления. На севере, наоброт, высший геотермический (быстрое возрастание температуры с глубиной) и низшие давления. Моделью для этого распространения условий может быть геологическое строение, сжимаемое с юга и перегретое на северней окраине.

Из отдельных элементов строения Рудогория на карте отчетливо отражается понижение между поясом Когута и антиклиналей.

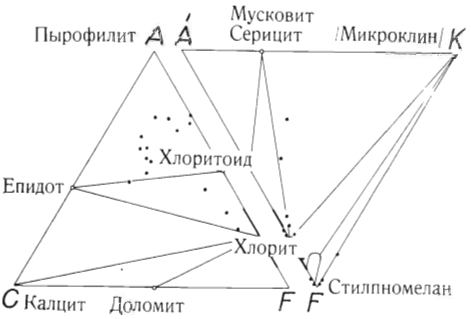
Воловца с отмечающимся характером и интенсивностью метаморфизма между Добшиной, Штитником и Рожнявой. Метаморфическая депрессия между Старой Водой и Мнишком над Гнилцом не имеет на поверхности отчетливое структурное обоснование. Роль зон серицита и хлорита уже была объяснена.

Менее всего объясненным вопросом является расширение и интенсивность древних (особенно герцинских) фаз метаморфизма в Гемеридах. Старшие петрографические данные, исключая некоторые места, до сих пор не позволяют надежно вычленить области с проявлениями их действия.

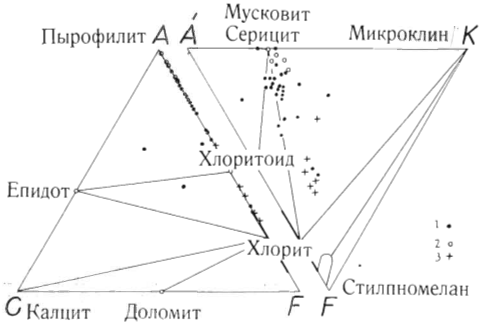
Кажется, что решающую роль в распределении минеральных ассоциаций регионального метаморфизма в Спишско-гемерском рудогории сыграли процессы, ведущие в конечном результате к внедрению гемеридных гранитов, особенно предполагаемого скрытого глубинного батолита.



1. Порфироиды Гельницкой серии Гемерид

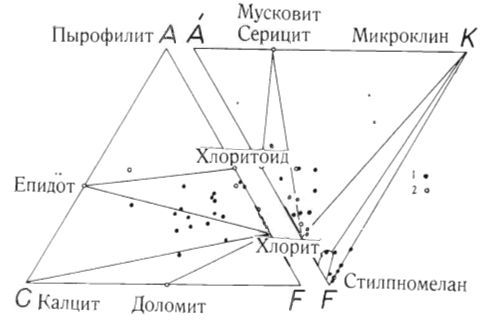


2. Основные породы Гельницкой серии Гемерид



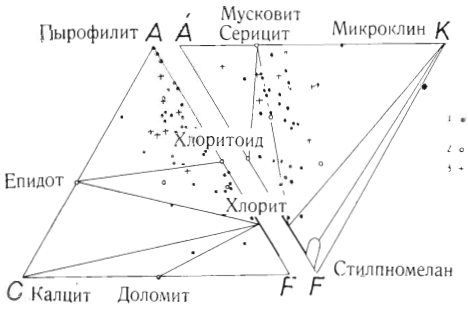
3. Осадочные породы Гельницкой серии Гемерид
1 — филлиты, 2 — пиритизированный сланец, 3 — кварциты

4. Осадочные породы Раковецкой серии Гемерид
1 — туффиты, 2 — филлиты

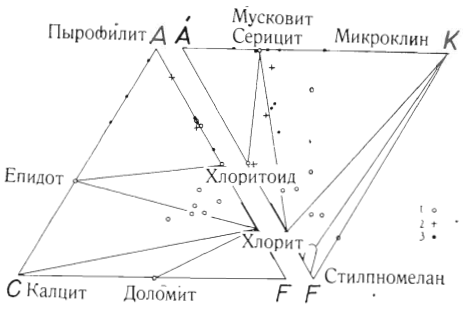


5. Основные породы верхнего карбона Гемерид
1 — диабазы, габброиды, 2 — диабазовые туфы

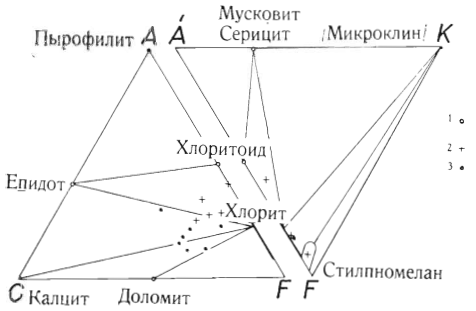
6. Осадочные породы верхнего карбона Гемерид
1 — филлиты, 2 — конгломераты
Биндт — Руднянские



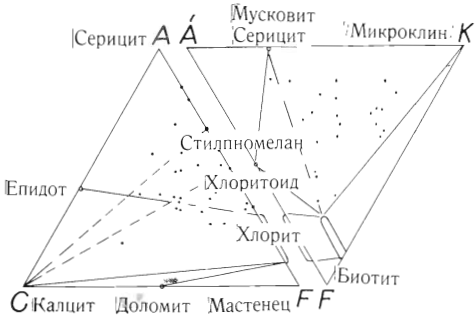
7. Вулканические породы перми Гемерид
1 — туффиты, 2 — порфириты-Биндт, 3 — порфиры Рожнявского-Железнискої серии



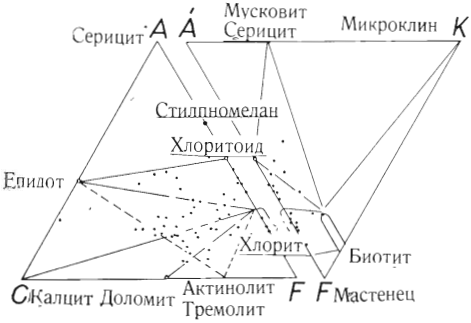
8. Осадочные породы верхней перми Гемерид
1 — туффиты, 2 — конгломераты, 3 — метапсамиты.



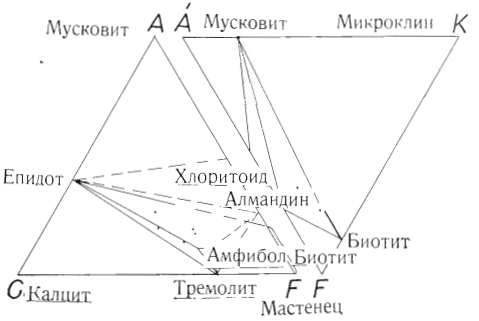
9. Основные породы Мелятской серии и мезозоид Гемерид
1 — кварцит нижнего триаса (Хвалова)
2 — диабазы мелятской серии
3 — диабазы мезозоид (Якловце)



10. Порфироиды Гельницкой серии Гемерид



11. Эруптивы Раковецкой серии Гемерид



12. Эруптивы Раковецкой серии Гемерид. Породы в окресностях поселка Добшина.

Справедливо заключение, что между региональным метаморфизмом гемерид в альпийской эре и магматической деятельностью имеется вещественная и структурная связь. Альпийский метаморфический цикл в Гемеридах проявился отчетливо прогрессивно и в преобладающей части Спишско-Гемерского рудогория стер большую часть минеральных проявлений древних фаз метаморфизма и включил их в альпийскую структурную и метаморфическую схему. Одновременно стерлись разницы интенсивности между отдельными палеозойскими сериями Гемерид, также современная картина часто не соблюдает границы этих серий и отдельных элементов строения. Условиями метаморфизма продукты больше всего приближаются фациальным сериям „Барровского типа".

Заключение

Карта зональности метаморфических минеральных ассоциаций Спишско-Гемерского рудогория была построена впервые, в масштабе 1 : 100 000. Интерпретация выявленной зональности ведет к следующим заключениям:

1. Минеральные ассоциации регионального метаморфизма принадлежат больше всего к кварц—альбит—мусковит—хлоритовой субфации, пока меньшая доля обнаруженных ассоциаций принадлежит уже к кварц—альбиит—эпидот—биотитовой субфации фации зеленых сланцев. Для пород с глаукофаном была создана самостоятельная субфация в фации зеленых сланцев. В первой субфации определились зоны „индексовых" минералов, обозначающие претяженность изоминеральных ассоциаций, пока критические ассоциации низкометаморфизованной фации не удалось определить.

2. В распределении зональности минеральных ассоциаций проявляется ассиметрия антиклинория Воловца и различная интенсивность метаморфизма в северной и южной частях Рудогория, вызванная северной вергенцией преобладающей части альпийских структур Гемерид.

3. Метаморфическая зональность лучше всего совпадает с направлением альпийских структурных элементов гемерид и с конфигурацией известных и предполагаемых гранитных тел.

По этой причине зональность является результатом альпийских тектонометаморфических процессов, которые стерли старшие элементы и их основную часть включили в единную схему альпийского метаморфизма.

Перевод: Й. Мальйкович
Поступила: 12. 4. 1973
Рецензия: Д. Говорка

Геолого-разведочное управление
Спишска Нова Вес

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

Fusán, O. (in Maheľ, M. et al.) 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 1. I. vyd. Praha, Academia, 496 s.

Gubač, J. 1971: Petrochémia hornín Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 202 s.

Gubač, J.—Klinec, A. 1959: Nové výskyty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemeríd. Geol. práce, Zoš. 56 (Bratislava), s. 127—144.

Ivanov, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Zb. geol. vied, ZK, zv. 3 (Bratislava), s. 43—92.

KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanity triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 45 (Bratislava), s. 3—108.
KAMENICKÝ, J. 1967: Nekotoryje problemy kristaličeskovo massiva Zapadnych Karpat. Vyd. Geol. ústav Univ. Komenského v SAV Bratislava, I. vydanie, s. 31—45.
KAMENICKÝ, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 19, No 1, s. 7—20.
MANDÁKOVÁ, K., et al. 1972: Intruzívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. Mineralia slovaca, 3, 11, Spišská Nová Ves, 77—84.
MÁŠKA, M. in BUDAY T., et al. 1960: Tektonický vývoj Československa, I. vydání, Praha, NČSAV, 302 s.
ROZLOZSNIK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina (Dobšiná). Geol. Hungarica, Ser. Geol. 5. Budapest.
ROZLOŽNÍK, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zb. geol. vied, ZK, zv. 4 (Bratislava), s. 85—132.
SNOPKO, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. Zb. geol. vied, ZK, zv. 8, 7—50.
TURNER, F. J.—VERHOOGEN, J. 1960: Igneous and metamorphic petrolohy. Ruský preklad, II. vydanie, Mir, Moskva, 320 s.
VARČEK, C. 1965: Príspevok k petrografii magmatických hornín okolia Rožňavy. Zb. geol. vied, ZK, zv. 4 (Bratislava), s. 5—32.
VARGA, I. 1965: Interpretácia príčin zvýšených hustôt hornín gelnickej série v širšom okolí Nižnej Slanej. Zborník V. geofyz. konferencie v Gottwaldove, vyd. Úst. užitej geofyz. Brno, 337 s.
VARGA, I. 1967: Záverečná správa Hanková—Volovec, vyhľ. prieskum. Manuskript — Geofond Bratislava, 118 s.
VARGA, I. 1970: Petrografia sedimentárnych hornín gelnickej série a gemeridnej žuly. Manuskript pre Geologicko-ložiskovú štúdiu SGR. Archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 56 s.
VRÁNA, S. 1964: Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovec. Geol. práce, Spr. 33 (Bratislava), s. 5—30.
VRÁNA, S. 1964a: Chloritoide and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and Veporides (Slovakia). Krystalinikum 2, Prague, Akademia, p. 45—53.
WINKLER, H. G. F. 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, Berlin—Heidelberg—New York, 287 s.
ZOUBEK, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), s. 38—50.

Minerals associations of the metamorphism regional and teir zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts

IMRICH VARGA

Based on the existing more than 400 rock analyses of the Spišsko-gemerské Metalliferous Montains Mineral associations of regional metamorphosis were determined and the first map of zoning of this metamorphosis in scale 1 : 100.000 was drawn up.

The zoning, shown in this map — with regard to the nature of the available material — is to be considered as the first approach to the actual state. Even these results enable to draw some important conclusions:

The mineral associations of regional metamorphosis in the Spišsko-gemerské Metalliferous Mountains belong mainly to the quartz-albite- muscovite-chlorite subfacies of the green shale facies, while the smaller part of those belong already to the quartz-albite-epidote-biotite subfacies, determined in the centre of the Metalliferous Mountains for the first time. For the glaucophane rocks, as they do not contain pumpelleite, or jadeite, an independent subfacies in the green shale facies was determined. The isofacial zones in the first subfacies replace the zones of „index" minerals: sericite, chlorite, chloritoid and talc.

In the distribution of separate mineral associations of the regional metamorphosis an asymetric geological structure of the Volovec anticlinorium and a different dip of pt-conditions between the northern and southern half of the area is manifest as the result of northern vergency of the Alpine structures. The model of such a distribution is the geological structure compressed from the south and warmed in the northern part during the Alpine tectonometamorphic processes.

The metamorphic zoning corresponds in the best way with the course of the Alpine Gemeride structures elements and with the configuration of known and of supposed granite bodies. The determined zoning is the result of the Alpine tectonometamorphic processes naving been obliterated the older elements and incomporated them into the unified metamorphic plan.
Translated by E. Bleho

Minerálne asociacie regionálnej metamorfózy a zonálnosť v Spišsko-gemerskom rudohorí

IMRICH VARGA

Na základe vyše 400 analýz hornín Spišsko-gemerského rudohoria sme vymedzili minerálne asociácie regionálnej metamorfózy a zostavili prvú mapu zonálnosti tejto metamorfózy v mierke 1 : 100 000.

Zonálnosť znázornenú na tejto mape treba vzhľadom na charakter východiskového materiálu považovať za prvé priblíženie sa ku skutočnému stavu. I tieto výsledky však umožňujú vyvodiť niektoré dôležité závery:

Minerálne asociácie regionálnej metamorfózy v Spišsko-gemerskom rudohorí patria z väčšej časti do kremeň-albit-muskovit-chloritovej subfácie zelených bridlíc, ale menšia časť už do kremeň-albit-epidot-biotitovej subfácie, vymedzenej v centre Spišsko-gemerského rudohoria prvýkrát. Glaukofanické horniny neobsahujú pumpeleit, ani jadeit, preto boli vyčlenené do samotnej subfácie vo fácii zelených bridlíc. Izofaciálne zóny v prvej subfácii nahradzujú zóny „indexových" minerálov: sericitu, chloritu, chloritoidu a mastenca.

V distribúcii minerálnych asociácií regionálnej metamorfózy sa prejavuje asymetrická stavba antiklinória Spišsko-gemerského rudohoria a odlišný spád pt-podmienok medzi severnou a južnou časťou oblasti ako dôsledok severnej vergencie alpínskych štruktúr. Modelom tejto distribúcie podmienok je geologická stavba stlačovaná od juhu a prehriata na severnej polovici počas alpínskych tektonometamorfných procesov.

Metamorfná zonálnosť sa najlepšie zhoduje s priebehom alpínskych štruktúrnych prvkov gemeríd a s konfiguráciou známych a predpokladaných telies žuly. Zistená zonálnosť je výsledkom alpínskych tektometamorfných procesov, ktoré zotreli staršie prvky a začlenili ich do jednotného alpínskeho metamorfného plánu.

Mineralia slovaca, 5, 2, 135—156 (1973)

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ТЕКТОНИКОЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЕЙ НЕОГЕНА КАРПАТСКИХ БАССЕЙНОВ

РУДОЛЬФ ЙИРЖИЧЕК*

Le rapport entre la tectonique et la paléogéographie dans la Néogène des bassins carpatiques, basé sur l'exemple du développement du Baden supérieur.

Cet article présente la discussion du rapport entre la tectonique et la paléogéographie des degrés individuels, basé sur l'exemple du Baden supérieur des bassins Viennois, Danubien et du bassin de Potisie. On y souligne la pulsation des Petits Carpates au cours du Néogène, pendant laquelle par l'emergence apparaît au pied de ces montagnes un faciès marginal avec une discordance vers la couche soujacente et un facies du bassin dans les régions plus éloignées. Au cours d'ennoyage des montagnes on a pris place une inversion du relief du fond de mer quand les sédiments du bassin se déplacaient vers le promontoire et les sediments marginals vers les régions plus éliognées, où ils agissent d'une manière abrasive discordante sur les sédiments du bassin soujacents de l'unité précédente. Depuis l'Eggenburgien en Dacie on avait enregistré plusieurs oscillations, correspondant aux phases de Stille.

A. Соотношение между тектоникой и фациями Венского бассейна

I. Верхний баден Венского бассейна

Отложения верхнего бадена Венского бассейна представлены булимино-роталиевой зоной, на базе которой встречаются на большей части данной площади базальные пески. Эти пески отмечают В. Шпичка — И. Заплеталова (1965 стр 144) с несовсем логичным утверждением: „Регрессия в конце зоны агглютинаций проявляется в многих областях появлением песчаных горизонтов, базу которых считаем приблизительно границей между зоной агглютинаций и вышележащей боливино-булиминовой зоной. Границу между зонами считают оба авторы постепенной, связанной с многочисленными переходами фаун. Позже отстаивает В. Шпичка (1966 стр. 39) согласное уложение зон только в центральных областях бассейна, а в краевых частях не исключает несогласие М. Длабача (1958), однако считает его недоказанным.

В настоящее время известно, что не существует никакой регрессии зоны агглютинанций и также не существуют постепенные переходы к булиминовой зоне и наоборот граница является острой и сопровождается в многих областях угловым несогласием. Во внутренних частях бассейна над будиминами находится роталиевая зона (Р. Гриллл 1943)

* RNDr. Rudolf Jiříček, Geologický odbor. Nafta, n. p., 69530 Gbely

в краевых областях преобладает роталиевая фация (Т. Будай 1946). Палеогеографическая граница между обеими фациями является в последнее время линией, в которой обращается большое внимание, так как на ней происходит выклинивание песков и их замещение пелитами с возможным возникновением фациальных ловушек.

а) Стратиграфическая и палеогеография размещения фацией верхнего бадена

Стратиграфическим расчленением верхнего бадена занимался Р. Гриллл (1943), который в нем выделил нижнюю булиминовую и верхную роталиевую зоны. Учитывая известное замещение будимин роталиями (Т. Будай 1946) предложили В. Шпичка — И. Заплеталова (1965) новое расчленение (сверху вниз):

4. Верхняя зона с бедной фауной с частыми мелкими фораминиферами *Quinqueloculina* aff. *juleana* Orb., *Qu.* aff. *contorta* Orb., *Qu. latelacunata* Vengl., *Triloculina intermedia* Karr., *T. nitens* Rss и др., из моллюсков *Hydrobia* spec., *Cardium* spec. a *Parvicardium parvissimum* Švagrovský.

3. Верхний богатий горизонт с *Bulimina* sp. d., *Virgulina schreibersiana* Czj., *Cibicides omnivagus* Luczk., *Valvulineria complanata* (Orb.), *Florilus bueanus* (Orb.) a *a Haplophragmoides vasiceki* Cicha et Zapl.

2. Средняя зона с бедной фауной с переменными булимино-роталиевыми ассоциалициями, особенно *Ammonia beccarii* (L.) a *Bulimina intonsa* Liv.

1. Нижний богатый горизонт с *Bolivina dilatata maxima* Cicha et Zapl., *Uvigerina venusta liesingensis* Toula, *U. hispodocostata* Cush. et Todd, *Phylopsammia* spec., *Globigerina bulloides* Orb. u. g.

Для всего „верхнего тортона", выше зоны агглютинаций предложили означение „боливино-булиминовая зона" (стр. 149), чтобы подчеркнуть один только фациальный характер роталиевой зоны.

Излишне напоминать, что их стратиграфия не может быть действительной для всего Венского бассейна, если не учитывает фациальное расчленение, на которое указывал Т. Будай (1946). Это же относится и к названию „боливино-будиминовая зона". Если оставить в стороне значительную изменчивость фауны, кажется, что до сих пор найлучшим является Гриллого расчленение (1943), в котором в нижней части верхнего бадена происходит замещение булиминовой зоны роталиевой, в тоже время как для верхней части является типичной только роталиевая зона без будимин. Будимины в Венском бассейне не замещают зону роталий и поэтому называть ими весь верхний баден является для данного бассейна ошибочным.

1. Булиминовая зона латерально замещается приблизительно тремя биофациями: инфанеритовой, с *Bathysiphon-Cribrostomoides-Globigerina,* эпинеритовой, с *Bolivina-Bulimina-Valvulineria,* сублиторальной, с *Ammonia-Elphidium-Protoelphidium.*

Первая фация характерна для всей зоны в области Высока, Лозорно, Лаб; вторая в области Якубов, Малацки, Леваре; третья в области Сухоград, Гаяры и др. замешение фацией происходит от Высокой к Сухо-

граду т. е. от Малых Карпат к СЗ. В этом направлении от границы с зоной роталий постепенно исчезают инфранеритовые элементы, которые сохраняются только на базе булиминовой зоны. Их постепенно замещают булимины и под конец и роталии по линии, проходящей стратиграфическими горизонтами.

Морскую фацию булиминовой зоны можно расчленить на вернюю часть глобобулиминами *Globobulimina ovota* (Orb.) *Bulimina intonsa* Liv. и нежнюю с *Globigerina bulloides* Orb.-*Gaudryina* spec.-*Orbulina suturalis* Bronn. Нижняя граница зоны совпадает с исчезновением *Globulimina striata* (Orb.), верхняя граница с исчезновением всей неритовой фауны, включая булимины и боливины. На обоих границах появляется птеропод *Spiratella andrussovi* (Kittl), которого мы до сих пор знали только из базальных слоев булиминовой зоны. Его удалось обнаружить на скважинах Высока-19, Малацки-14 и Леваре-6 очень близко под зоной роталий. В сублиторальной морской или солоноватой фациях можно эквиваленты булимин отличить от настоящих роталий в основном по песчаной седиментации.

2. Роталиевая зона расчленяется латерально в 4 фации: с *Ammonia, Elphidium, Quinqueloculina* a *Pisces* (Gobius). В фации s *Gobius-Serpula-Coscinodiscus* появляется в области Высока-Лозорно, в смешанной фации с *Gobius-Ammonia-Quinqueloculina* в области Лав и Якубов, фация с *Ammonia beccarii* (L.) *-Elphidium crispum (L.)* в области Сухоград, фация *с Ammonia-Ervilia* в области Гаяры, Малацки и Леваре. В СЗ направлении постепенно убывает остатков рыб рода *Gobius,* которые часто сопровождаются радиоляриями и неопределительными микромоллюсками (?птероподами). Несмотря на изменчивый характер булиминовой и роталиевой зон, граница между ними очень острая, сопровождаемая в большинстве случаев также литологическими изменениями.

По предварительному и до сих пор неполному исследованию можно в верхнем бадене Венского бассейна выделить три батиметрические области с различным стратиграфическим расчленением отложений:

1. Область неритика (инфранеритика) басейна характеризуется во всем верхнем бадене одними только пелитическими отложениями, за исключением нескольких случаев с терминальными песками. Фауна нижней части (Зона C_1) содержит виды *Globigerina bulloides* Orb., *Bathysiphon filiformis* Sars, *Caudryina* spec., *Orbulina suturalis* Bronn., *Cribrostomoides kjurendagensis* (Mor.), *Spiratella andrussovi* (Kittl); в средней части (Зона C_2) с *Uvigerina venusta kesingensis* Toula, *Bulimina intonsa* Liv., *Bolivina dilatata maxima* Cicha et Zapl., в верхней (Зона C_3) с *Gobius* aff. *triangularis* Franz., *Serpula* spec., *Coscinodiscus* spec.

Фация неритика развита в двух узких впадинах, тянущихся из Австрии в СВ направлении. Большая из них (субкарпатская) примыкается к предгориям Малых Карпат и проходит селениями Высока, Лаб, Рогожник, вплоть до области южнее от Лакшарской Новой Вси. Обе ее стороны мелководные с песками или литотамниевыми известняками (Девинска Нова Вес). Западные берега неровные с многочисленными мелкими заливами в окресностях Лаба и слабо ундулирующей линией в области Студенка, где переходит из ЮВ в СВ направление. Восточная линия впадины пока четко не исследованна, однако она обнаружена

на скважинах Лозорно-1, 2 и Лаб-73. Она обрамляет подножия Малых Карпат от Девинской Новой Вси вплоть до Лакшарской Новой Вси, где вдруг заканчивается на лакшарской системе сбросов (фиг. 1).

Вторая впадина (якубовская) более короткая проникает на чехословацкую территорию от Цверндорфа (Австрия) через Высокую, вплоть до скважины Якубов-11, где заливообразно заканчивается у скважин Высока 19, 13, 15, 2, 2А, 26 и Якубов 20. Отложения бассейна субкарпатской впадины встречаются на скважинах Высока 28, 29, Лаб 37, Рогожник 1, Леваре 4, Студенка 65, 7, 4, 5, 48, 42, 30, 3, 19, 46, 10, 24, 27 и Борской Юр 7.

2. Переходная область эпинеритика (нижнего сублитораля).

Характерна богатым развитием песков в нижней и верхней частях профиля, которые взаимно отделены мощной зоной пелитов. Пески соответствуют батиметрически сублиторальной зоне, пелиты неритовой. Уже это обстоятельство подсказывает, что и фаунистически встретим три единицы. Базальные пески зоны C_1 содержат ассоциацию с *Globigerina bulloides* Orb.-*Spiratella andrussovi (Kittl)*, местами также с роталиами и боливинами; средние пелиты зоны C_2 содержат фауну с *Bolivina dilatata maxima* Cicha et Zapl.-*Bulimina intonsa* Liv., местами также *Uvigerina venusta liesingensis Toula*, и верхние пески с типичной роталиевой фауной с *Ammonia beccarii* (L.)-*Quinqueloculina contorta* Orb. и моллюсками *Bittium — Loripes — Ostrea — Parvicardium*.

Граница между инфарнеритиком и эпинеритиком т. е. между неритовой и сублиторальной зонами (в более широком смысле) характеризуется узким поясом с переходным типом седиментации. В нем наблюдается фациальное выклинивание песков и их замещение пелитами. К этой зоне в субкарпатской впадине принадлежат скважины Высока 20, 32, Лаб 80, 41, 82, 18, 106, 34, 32, 3, 29, 87, 95, 88, Малацки 22, 18, 12, 14, 16, Студенка 15, 1, 39, 11, 31, 54, 25 и др. Стратиграфия верхнего бадена здесь больше напоминает эпинеритик.

3. Краевая область верхнего сублитораля верхнего бадена характерна песчаными отложениями с преобладающей роталиевой ассоциацией. На базе зоны C_1 появляется *Ammonia beccarii* (L.)-*Elphidium crispum (L.)*; средняя часть (Зона C_2 слабее песчаная, содержит *Ammonia beccarii* (L.)-*Bulimina intonsa* Liv., *Globobulimina ovata* (Orb.), *Valvulineria complanata* Orb., *Virgulina schreibersiana* Czj; верхняя часть (Зона C_3) сильно песчаная и содержит *Ammonia beccarii* (L.)-*Protoelphidium subgranosum* (Egger), остракоды *Cytheridea paracuminata* Kollm. и моллюски *Bittium reticulatum* da Costa-*Ostrea digitalina* Dub. была обнаружена в области Сухоград, Якубов и отчасти в области Борский Юр и в других местах. Вообще она сдвинута от эпинеритика в северозападном направлении.

б) Расчленение опускания верхнего бадена Венского бассейна

Общая мощность верхнего бадена Венского бассейна колеблется в диапазоне 100—700 м. В. Шпичка — И. Заплеталова (1965 стр. 14), В. Шпичка (1966 стр 40) определили его мощность в области Сту-

денка и Левары на 500 м, в области Завод, Борский Юр и Сухоград от 300 до 400 м, в области Малацки, Лаб и особенно Высока только от 100 до 200 м. С применением своей стратиграфии пришли к заключению, что причиной уменьшения мощностей является несогласное уложение сармата на баден, причем в бадене постепенно исчезают верхние горизонты. Свои результаты считают совпадающими с заключениями И. Яначека — К. Горчица (1955) и в несоответствии с работой К. Билека (1956), который предполагал во всей южной части бассейна непрерывную седиментацию сармата и „тортона".

На основе выше указанных стратиграфических изменений или исправлений можно взнести определенные возражения против величины абразии верхнего бадена под сарматом в южной части Венского бассейна.

Рис. 1

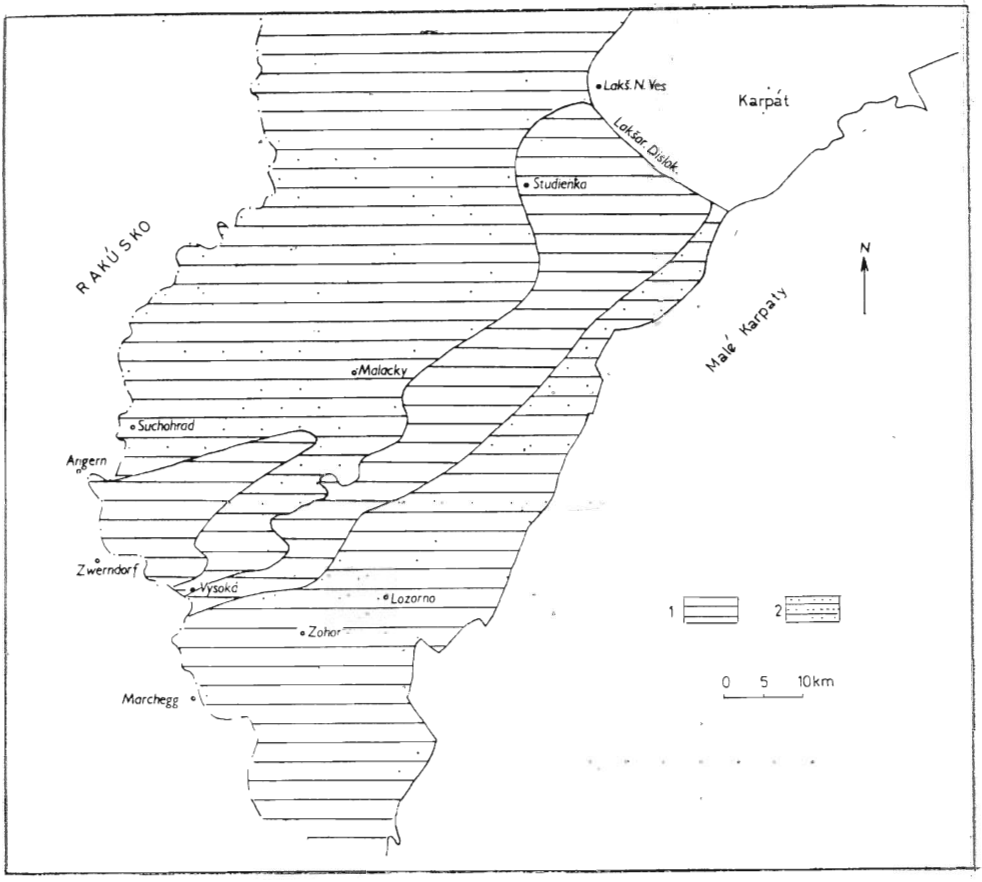


Рис. 1. 1 — окраинная фация с Ammonia — Quinqueloculina — Bulimina 2 — фация бассейна с Bulimina — Bolivina.
Abb. 1. 1 — Randfazies mit Ammononia—Quinqueloculina—Bulimina 2 — Beckenfazies mit Bulimina — Bolivina.

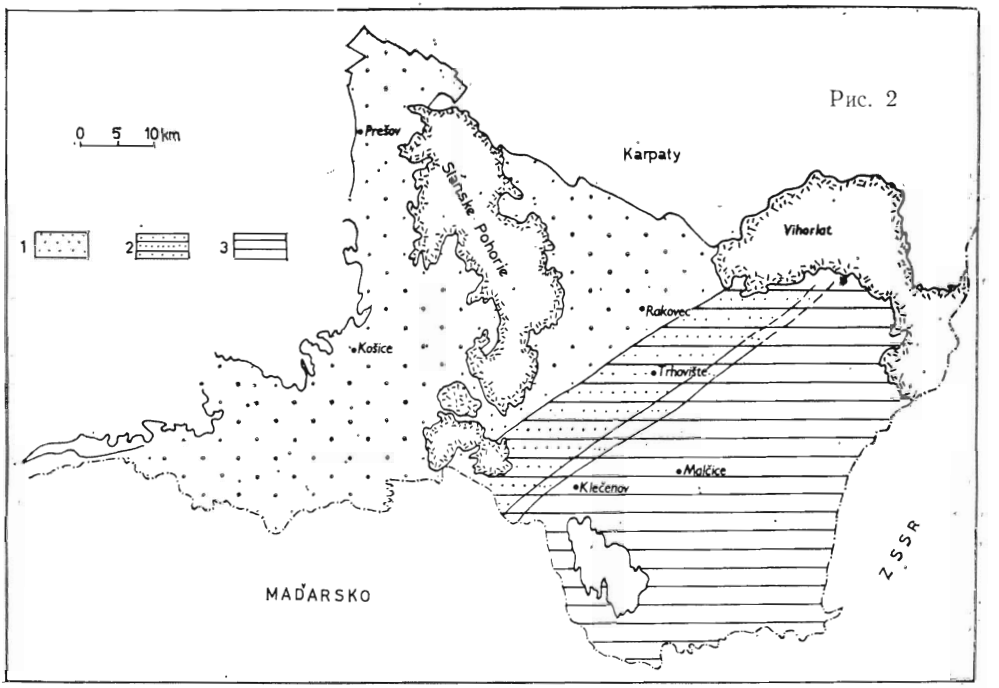


Рис. 2. 1 — континентальная фация s Limax-Miliammina, 2 — окраинная фация с Amonia-Eggerella, 3 — фация бассейна с Bulimina-Cassidulina.
Abb. 2. 1 — Kontinentalfazies mit Limax — Miliammina, 2 — Randfazies mit Ammonia — Eggerella, 3 — Beckenfezies mit Bulimina — Cassidulina.

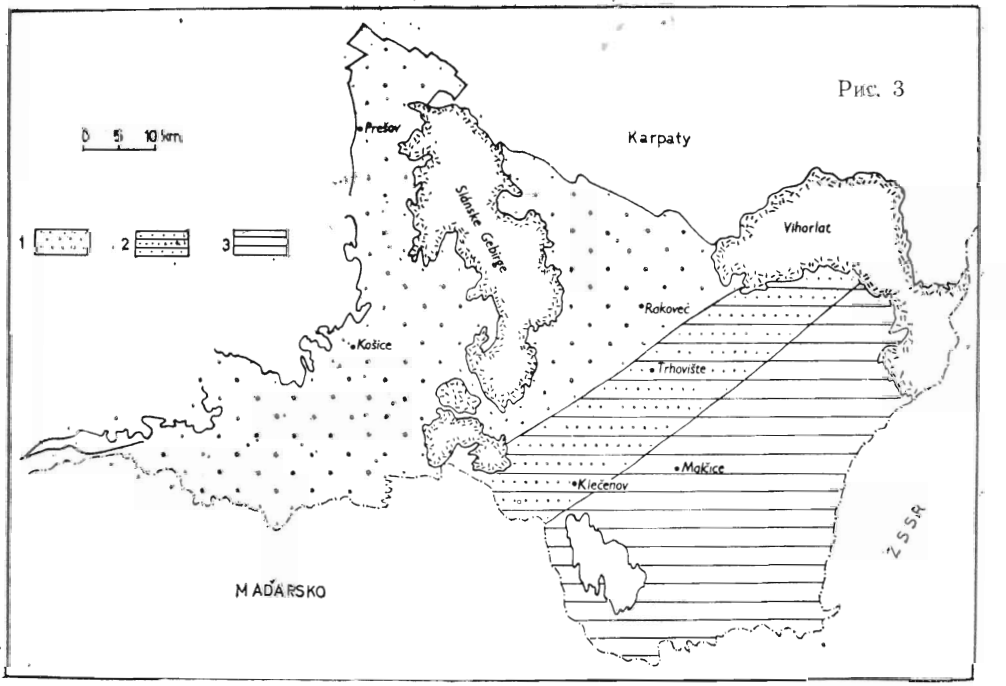


Рис. 3. 1 — континентальная фация с Carychium minimum Müller, 2 — окраинная фация с — Ervilia trigomula Sok., 3 — фация бассейна с Cibicides badenensis (d'Orb).
Abb. 3. 1 — Kontinentalfazies mit Carychium minimum Müller, 2 — Randfazies mit Ervilia trigonula Sok., 3 — Beckenfazies mit Cibicides badenensis (d'Orb).

Против их воззрениям стоят некоторые геологические и палеонтологические аргументы. Если сравнить пробуренные области по мощностям, обнаруживаем, что несмотря на различное уменьшение мощностей, отношение мощностей булиминовой и роталиевой зон остается приблизительно одинаковым 6,5:3,5. Нижний сармат нигде не наседает на нижние булиминовые горизонты как утверждают оба авторы, но уложен в южной части Венского бассейна всегда на роталиевой зоне. В области Высока достигает общая мощность верхнего бадена 165 м, из которых будиминовой зоне принадлежит 110 м и роталиевой 55 м; в области Лозорно общая мощность 250 м с соотношением 145:105 м, в области Лаб 350 м (145 : 95 м), в области Гаяры 450 м (280 : 170 м) и на скважине Малацки 1 около 555 м (380:175 м), в кутском грабене достигает мощность даже 600—700 м.

Несмотря на обнаруженные биофациальные изменения остается действительным прежнее расчленение Грилла. Граница между булиминами и роталиями преимущественно острая, местами возможно и с несогласием. Постоянное соотношение их мощностей является доказательством различного опускания в отдельных областях, но ни в коем случае доказательством несогласного залегания сармата. Об этом свидительствуют и палеонтологические критерии, когда например фауна с *Gobius-Pisces* находится в области Высока—Якубов в роталиевом бадене, мощность которого достигает под сарматом 165 и 335 м. Также и биттиовый горизонт в терминальной части роталиевой зоны встречается в областях Сухоград, Гаяры, Студенка, несмотря на мощность седиментов. Непрямим доказательством является и горизонт со Spiratella находящийся в нескольких скважинах под базой роталиевой зоны в тесной ее близости. На скважинах Высока 3 и 5 мощность верхнего бадена немногим превышает 100 м, между тем как на скважине В-19 150 м. В отобранных кернах была базальная часть зоны C_1 найдена на В-3 (керн № 4), и В-19 (керн № 9), средняя часть C_2 на В-5 (керн № 2) и В-9 (керн № 8) и верхняя часть C_3 на В-3 (керн № 2), В-5 (керн № 1) и В-19 (керн № 7). Разни-

Таблица № 1

этаж	зона	Неритикум бассейнов	песчаники пелиты	сублитораль-окраевой зоны	песчаники пелиты	литораль-окраевой зоны	песчаники, пелиты
верний баден	C_3	*Gobius triangularis* — *Hydrobia spec.*		*Ammonia beccarii* — *Quinqu. contorta*		*Ammonia beccarii* — *Bittium reticulat.*	
	C_2	*Bolivina d. maxima* — *Uvigerina venusta liesingensis*		*Bolivina d. maxima* — *Bulimina intonsa*		*Ammonia beccarii* — *Bulimina intonsa*	
	C_1	*Spiratella andrusovi* — *Globiger. bulloides*		*Spiratella andrusovi* — *Globigerina bulloid*		*Ammonia beccarii* — *Elphidium crispum*	

Таблица № 1 — фациальная стратиграфия верхнего бассейна в Важском бассейне.

ца между скважинами проявляется только в базальном горизонте, где на В-19 встречаются пески, которые увеличивают общую мощность. Одинаковое соотношение наблюдается и между скважинами Якубов-14, где преобладают пески и Я-11, на которой встречаются пелиты с мощностью уменьшенной на 100 м. Исходя из этих сравнений можно высказать предположение, что причиной уменьшения мощностей верхнего бадена в южном направлении является уменьшение транспорта и соответственно седиментации и перитовой пелитической зоне.

II. Нижний сармат Венского бассейна

Представлен зонами А и В т. е. зоной карыхиовой и зоной больших елфидиумов, которые отделяются от верхнего бадена и также среднего сармата с *Elphidium hauerinum* (Orb.) острой границей сопровождаемой часто несогласием (Р. Ирживичек 1963, 1970). В области бассейна развивается на базе зона с *Cibicides badenensis* (Orb.) — *Abra reflexa* (Eichw.), которая на крае обрамленна узким поясом с *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll)-*Ervilia* aff. *dissita* Eichw. и за пределями внутренней области бассейна встречается пресноводная красноцветная серия с *Carychium minimum* Müller — *Planorbis* div. *spec.*, И здесь на границе песчаных и пелитических фаций происходит экранирование ловушек, нахождение которых на основе палеогеографических карт представляет для нефтяной разведки значительный интерес.

Таблица № 2

	этаж	зона	Неритикум бассейнов	сублитораль-литораль краевой зоны	континентальное развитие
верхний баден	верхний	C3	*Cassidulina crista* — *Globigerina bulloides*	*Cribrononion spec.* — *Ammoscalaria spec.*	*Candoniella albicans* — *Limax crassus*
			Globobulimina pyrula — *Gyroidina girardana*	*Ammonia beccarii* — *Eggerella scabra*	*Haplophragmoides manilaensis* — *Limax crassus*
			Orbulina suturalis — *Velapertina indigena* — *Vulvulina pectinata*	*Ammonia beccarii* — *Eggerella scabra*	*Haplophragmoides manilaensis* — *Limax crassus*
	нижний	C2	*Globobulimina ovata* — *Valvulineria complan*	*Globobulimina ovata* — *Valvulineria complanata*	*Globobulimina ovata* — *Valvulineria complan.*
		C1	*Spiratella andrussovi* — *Globigerina bulloides*	*Spiratella andrussovi* — *Globigerina bulloides*	*Spiratella andrussovi* — *Bulimina intonsa*
			риолитовый туффит	риолитовый туффит	риолитовый туффит

Таблица № 2 — фациальная стратиграфия верхнего бадена в Потиском бассейне.

а) Стратиграфия и палеографическое размещение фаций Нижнего сармата

Диапазон нижнего сармата находится в узкой зависимости на точном выделении его границы против бадена. Спор об этой границе длится уже с времен второй мировой войны, когда между роталиевым „тортоном" и сарматом больших елфириумов была установленна „красноцветная свита" с пресноводной фауной и в более высоких частях с солоноватой фауной так называемых „нетипичных элфидиумов" (Р. Гриллл 1943; Е. Вайт 1943). Красноцветная серия зачленялась Т. Будайом (1956, 1960), К. Билеком (1956), В. Шпичком (1969) и др. к терминальной фазе опреснения верхнего „тортона", на который трансгредировали отложения сарматского возраста в солоноватой фации. Позже сдвинулась граница в неопределенную область внутри красноцветной серии (Т. Будай и кол. 1961, стр 31; В. Шпичка — И. Заплеталова 1965) и наконец на их базу (Р. Йиржичек 1963, 1970).

Разведкой обнаруженно, что базальные слои нижнего сармата зоны А встречаются в фации центральной области бассейна с цибицидами только в областях Высока, Лозорно и отчасти Лаб. Непосредственно на элевации Лаб и в области Якубов заменяется данная фация краевой фацией с эврилиями, элфидиумами и роталиями, далее к северу и северозападу их замещают красноцветные слои с карыхиумами или наблюдается перерыв, позволяющий зоне больших элфидиумов трансгредировать на баденские слои.

б) Расчленение опускания нижнего сармата Венского бассейна

Нижний сармат как и верхний баден характеризуется значительной изменчивостью мощностей. В северном или СЗ направлениях его мощность резко уменьшается и одновременно в этих направлениях нарастает мощность верхнего бадена. Нижний сармат достигает в области Лозорно мощности 450 м (!), в других областях его мощности следующие: Высока 330 м, Лаб 215 м, Якубов 225 м, Сухоград 170 м, Гаяры 190 м, Малацки 170 м. Студенка-Завод 70—80 м. По предварительным исследованиям можно судить, что здесь не происходимо постепенное нарастание мощностей в южном направлении, как следствие постепенного опускания, но что данное размещение мощностей является результатом постепенной трансгрессии наступающей с юга к северу и северозападу. Это конечно означало бы, что на юге сохранились более древние отло-

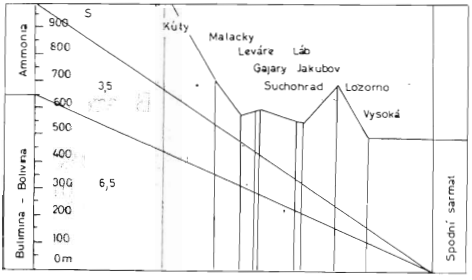


Таблица 3. Схема различной субсиденции верхнего бадена и нижнего сармата в бассейне

жения чем на севере, где они соотвествуют перерыву. Эту мысль подтверждает тот факт, что мощности терминальных „5-го и нижележащего 6-го песков" повсеместно сохраняются, как в случае, когда под ними находится 300 м мощные слои сармата, или когда под ними залегает прямо баден. За лакшарской зоной сбросов эта закономерность вероятно не сохраняется, так как под сарматом здесь наблюдается сильная абразия бадена и карпата (область Бресты).

III. Соотношение между морфологическим центром и центром опускания Венского бассейна

Из описанных явлений в близости границы сармат-баден вытекает, что существуют определенные зависимости между фациальным расчленением седиментов и их мощностями. В верхнем бадене увеличивается мощность отложений в С и СЗ направлениях от 165 м (Высока) до 555 м (Малацки-1), или 660—700 м в кутском гребене. Периферийная область опускания бассейна поэтому лежит на юге в близости Малых Карпат, а центральная область опускания в С или СЗ направлениях в областях Малацки, Студенка, Леваре, вплоть до кутского грабена. Причиной большего опускания является более интенсивное скопление песчаных седиментов. Их большой объем и вес создает большую нагрузку на нижележащее слои чем малый объем и вес пелитов в медленно погружающейся южной части бассейна, где источник транспорта незначительный.

Размещение фаций в сравнении с описываемым опусканием является обратным. Краевая часть бассейна лежит на СЗ, а центр в двух южных впадинах субкарпатской и якубовской, которые имеют праллельное направление с линией Малых Карпат. Такая инверсия морфологии и опускания является типичной, особенно для областей дельт, где максимальные мощности приуроченны к устям рек и найменьшие встречаются в свободном море.

В нижнем сармате наблюдается другое явление, именно совпадение территории, на которой находится морфологический центр бассейна и центр его опускания. Этот центр находится в области Лозорно—Высока, где мощность цибицидовых и региновых слоев достигает 450 м, в то время как в северных краевых областях Студенка, Леваре, Борский Юр, где карыхиумовые слои, залегающие под региновой зоной практически отсутствуют и общая мощность достигает только 70—80 м.

Сравнение изменений мощностей верхнего бадена и нижнего сармата показывает, что у них наблюдается обратное соотношение. В этом вероятно проявляется влияние Малых Карпат, которые погружались в верхнем бадене более интенсивно на севере, между тем как в нижнем сармате более интенсивно погружалась южная часть Малых Карпат. Указанная закономерность действительна для более широкой области этого горного хребта вплоть до лакшарской сбросовой системы. За этой границей вели себе Малые Карпаты как другие блоки. Малые Карпаты несоменно двигались в течение неогена в зависимости на происходящих орогенетических процессах, однако для нас важно установить не только время и место их движения, но также направление пульзации, т. е. по-

гружения или поднимания, которые должны иметь различное значение для тектонических фаз Штиля.

Б. Соотношение между тектоникой и фациями неогенных седиментов подунайского бассейна

В Подунайском бассейне верхний баден представлен подобными фациями как и во Венском бассейне. Однако из его разбросанных скважин нельзя пока установить никакую точную закономерность размещения фаций и мощностей. В большей части бассейна преобладает булиминовая фация с выше залегающей зоной роталий, но в северных заливах встречается одна только роталиевая фация.

В предгориях Малых Карпат, в областях Бернолаково, Гроб, Виштук, Багонь, Цифер, Середь, Омпиталь и Суха имеет верхний баден эпинеритовый характер. На базе встречаются пески и глины со *Spiratella andrussovi* (Kitll) — *Globigerina bulloides* Orb., выше пелиты с *Bolivina dilatata maxima* Cicha et Zapl.—*Bulimina intonsa* Liv., наиболее высоко уложены сильно песчаные слои с *Ammonia beccarii* (L.) — *Cytheridea paracuminata* Kollm. Подобно представлен верхний баден и в близости устя Тополчанского залива в области Вельке Залужие, Шуриянки, Рипняны.

Немного более песчаный разрез замечен на опущенных склонах Иновца и Трибча (область Середь, Дияковце, Кралова) и в Комятицкой депрессии в области Злате Моравце. В Пиештянском заливе встречается выразительно сублиторальная — литоральная фация. На скважинах в областях Нижна, Мадунице, Ратковце, Траковице, Шпачинце обнаружена над песчаной зоной агглютинаций не менее песчаная фация роталий с *Ammonia beccarii (L.)* — *Protoelphidium subgranosum* (Egger) с мощностью до 70 м.

Развитие нижнего сармата тоже подобное Венскому бассейну. На базе встречается в зоне А фация внутреннего бассейна только в области Посба, однако предполагается ее связь через центральную впадину в Венгрию и в область южного подножия Малых Карпат. Большая часть бассейна однако покрыта красноцветной пресноводной серией карыхиумовых слоев с самыми различными мощностями и абразией подстиляющего верхнего бадена. Из за недостатка скважин нельзя в настоящее время делать определенные заключения о разделении фаций и мощностей верхнего бадена и нижнего сармата, но нет сомнений, что зависимость будет подобной как во Венском бассейне, с которым имеет Подунайский бассейн общую мотивацию в пульзации Малых Карпат.

Ц. Соотношение между тектоникой и фациями неогенных седиментов Потинского бассейна

I. Верхний баден восточной Словакии

Имеет существенно отличное развитие чем во Венском и Подунайском бассейнах. Кроме булиминовой и роталиевой фаций здесь существенно проявляется континентальное развитие. По первоначальному представлению считали, что все три фации находятся в вертикальной последова-

тельности (И. Яначек 1959), позжде принято представление о их латеральном размещении в трех палеогеографических областях (Р. Йиржичек 1968):

а) Континентальная фация имеет на базе нелитическую зону с *Spiratella andrussovi* (Kittl) — *Globobulimina pupoides* (Orb.) — *Globigerina bulloides* Orb. (Зона C_1), выше песчаная серия с *„Haplophragmoides" manillaensis* Andr.-*Limax crassus* (Cles.). Фация встречается в СЗ части Требишовского бассейна в области Раковец, Албинов, Колчово-Дльне Замутов и во всей Кошицкой котловине на скважинах в области Герланы, Червеница, Бидовце, Свиница, Чаня и др. В северном направлении континентальная фация расширяется за счет роталий, которые на конец из профиля совсем вытесняет и несогласно залегает на абрадированный нижний булиминовый горизонт. В Кошицкой котловине существует верхний баден только в континентальной фации над зоной агглютинаций и нижним баденом.

б) Солоноватый и сублиторальный верхний баден имеет на базе опять пелиты с *Spiratella andrussovi* (Kittl)-*Globulimina pupoides* (Orb.) или *Spiroplectammina carinata* Orb. Выше наступает только мощная песчаная серия с *Ammonia beccarii* (L.) — *Eggerella scabra* (Will.). Фация развита в центральной части Требишовского бассейна на скважинах в области Трговиште, Поздишовце, Красновце, Бановце, Требишов, Новосад, Сечовце, Жипов.

ц) Неритовая фация с пелитами и одиночными песками или туфитическими горизонтами с булимино-боливиновой фауной наблюдается по всему профилю верхнего бадена. Указанная фация встречается в ЮВ части Требишовского бассейна на скважинах в области Клеченов, Затин, Цейков, Птрукша, Стретава, Ластомир, Малчице, Ребрин и в Закарпатии. Спирателловые слои на базе были обнаруженны в области Клеченов и Затин, более высокие слои начинают с фауной *Velapertina indigena* (Luczk.) и кончают ассоциацией с *Cassidulina crista* Pishw.

Палеогеографическая линия отделяющая морской неритик от сублитораля находится на фалкушовской линии проходящей на севере между скважинами Ластомир-1 и Бановце-1,2 и на юге Клеченов-1,2 и Новосад-8. Граница между солоноватой и континентальной фациями менее острая и лежит приблизительно на раковецкой линии между скважинами Трговиште-2 и Раковец-2. Обе линии имеют СВ направление, которое совпадает с направлением молодой тектоники и скрещивает палеогеографические и тектонические направления зоны агглютинаций.

Найменшие мощности были замечены в ЮВ части бассейна, где не превышают 1000 м, найбольшие в СЗ части тогоже бассейна, где достигают 2000 м. Большая мощность в этой области связана с возникновением „Сечовецкой дельты" в начале зоны роталий (Р. Йиржичек, 1968). Надводная часть дельты представлена континентальной серией в области СЗ от раковецкой линии и подводная часть солоноватой и морской сублиторальной фациями ЮЗ от раковецкой линии. Центральная часть подводной седиментации дельты находится около скважины Сечовце-1, надводная в области Албинов и Колчово, где наблюдается и найболее интенсивное опускание. Дельтовая фация влияет и на всю сублиторальную область центрального Требишовского бассейна, где

происходит чередование солоноватой и морской сублиторальных фаун. В тех частях бассейна, где находится „периферия дельты", на скважинах в области Жипов, Требишов, Трговиште, Поздишовце, Красновце, Бановце, Михаловце проявлялось опускание с меньшей интенсивностью. В геологическом профиле здесь наблюдается кажущийся хребет, который не имеет ничего общего с морфологией морского дна.

Сублиторальное море кончает на морфологической линии фалкушовецкого „сброса", где возникает узкий пояс со смешанной фауной булимин и роталий, протягивающийся в направлении от скважины Новосад-8 через требишовские скважины и скважинам Бановце-1,2. Названный морфологический склон был обнаружен сейсмической съемкой, но до настоящего времени интерпретируется как проблематический фалкушовецкий сброс.

II. Нижний сармат восточной Словакии

Нижний сармат представлен подобной последовательностью фаций как верхний баден, но только в зоне А, так как трансгрессия зоны больших элфидиумов (Зона В) прекрывает все фации. Базальные слои развиты в трех фациях: фация бассейна, краевая и континентальная.

а) Континентальная фация представленна красноцветной пресноводной серией *с Carychium minimum Müller,* которая залегает с острой границей на солоноватом и континентальном бадене. По отношению к бадену здесь кончается богатая континентальная фауна с *Monacha punctigera* (Thom.), *Gastrocopta nouletiana* (Dup.) *Triptychia suturalis* (Sandb.) и др. Фация встречается в СЗ части Требишовского бассейна и в Кошицкой котловине.

б) Краевая солоноватая фация с многочисленными песками характеризуется фауной с *Ervilia trigonula* Sok. — *Elphidium subumbilicatum* (Czjz.) или силикоплацентинами и аммоскалариями. Распространена в центральном Трешовском бассейне над роталиевым баденом.

в) Солоноватая фация бассейна с однообразными пелитами и горизонтами песков и туфитов характеризуется фауной с *Abra reflexa* (Eichw.) — *Cibicides badenensis* (Orb.). Фация встречается над булиминовым баденом и на базе почти без фоссилий. Распространена в ЮВ части Требишовского бассейна и в Закарпатии.

Границы отдельных фаций проходят по подобным линиям как и в бадене, но они немного сдвинуты в ЮВ. Этот сдвиг означает, что базальный сармат представляет регрессивную седиментацию по отношению к верхнему бадену и только зона больших элфидиумов окончательно нарушает связь с палеогеографией бадена.

Найбольшая мощность нижнего сармата 1200 м обнаружена в области Птрукша в ЮВ части бассейна, в центральной области Бановце и Поздишовце достигает 100 м и на СЗ в области Албинов, Колчово несколько сот метров (600 м). По предварительной корреляции кажется весьма правдеподобным, что найболее полный профиль сармата в области Птрукша не имеет на СЗ эквивалентов. Этим слоям соответствует перерыв и с ним связанная абразия подстиляющих свит. Нижний сар-

мат является вероятно постепенно трансгредитующим, что видно из геофизических профилей глубинной точки.

III. Соотношение между морфологическим центром опускания Потисского бассейна

Расчленение фаций и их соотношение к мощностям отложений верхнего бадена и нижнего сармата восточной Словакии подобны Венскому бассейну. В верхнем бадене происходит на юге от Птрукши в северо-западном направлении увеличение мощностей вдвое. Периферийная область опускания бассейна поэтому находится на ЮВ, центр на СЗ. Причиной более мощного опускания является интенсивное накопление кластического и пелитического материалов „сечовецкой" дельтой. Размещение батиметрических фаций обратное. Краевая область бассейна находится на СЗ и центр на ЮВ. Инверсия морфологического бассейна и бассейна опускания является результатом дельтового уложения седиментов над спирателловым горизонтом базальных булимин.

В нижнем сармате наблюдается опять обратное явление по сравнении с верхним баденом. Центр бассейна и центр опускания совпадают и находятся в ЮВ области требишовской депрессии, краевая часть располагается на СЗ, где мощность седиментов наименьшая, встречается здесь континентальная фация и трансгрессия значительно запаздывает.

Если сравнить эти закономерности, приходим к заключению, что в верхнем бадене требишовский бассейн опускался более интенсивно в СЗ направлении, между тем как в нижнем сармате в обратном ЮВ направлении, в зависимости на пульзации, вероятно Спишско-Гемерских гор и Мунтии Апусени. Подобные пульзаци, конечно в отношении и карпатской дуге, можно ожидать между зоной агглютинаций и нижним баденом, или в карпате и возможно также в нижнем миоцене. Для разделения их фаций, палеогеографического распространения и сбросовой тектоники имеют значение линии СЗ направления.

Д. Соотношение между тектоникой, несогласиями и фациальным размещением седиментов в карпатских бассейнах

Из описанных явлений вытекает ряд закономерностей, которые связывают до сих пор отдельно исследованные геологические явления в одно связанное целое. Пульзация горных массивов и транспорт материала реками представляют найболее важные явления, влияющие на опускание бассейнов и размещение в них фаций. Для нижнего миоцена являются во Венском бассейне решающими поперечные пульзации северных и южных областей Малых Карпат, под влиянием которых происходит не только размещение фаций, но и формирование поперечной тектоники. Такой характер остается вплоть до карпата, в котором были обнаружены три фации отделенные поперечными линиями: пресноводная с лабскими остракодовыми слоями, сублиторальная лагунарная фация заводских слоев и неритовая фация лакшарских слоев. Если сравнить это разделение с размещением фаций верхнего бадена или нижнего сармата, необходимо констатировать совершенно перпендикулярное на-

правление разделяющих линий. На границе среднего бадена происходят вероятно наиболее важные палеогеографические изменения, которые сопровождаются не только большим перерывом против нижнего бадена, но и появлением мощных пресноводных седиментов „лакшарской дельты".

В восточной Словакии встречаем подобное явление между средним и верхним баденом. В среднем бадене зона агглютинанций разделена в батиметрические фации по линиям паралельным с карпатской дугой, между тем как фации верхнего бадена подчинаются поперечным линиям. На их границе опять возникает мощная „сечовецкая дельта" верхнего бадена.

Действие сбросов при этих пульзациях находится в узкой связи с уровнями несогласий, из которых выходят в направлении в подстилающие слои, и по которым их можно датировать. Они находятся также в связи с центром опускания, в направлении которого происходит погружение отдельных блоков, и от них часто зависит прохождение фациальных линий. В ряде случаев существует связь между пульзацией горных массивов и вознокновением соседних грабенов, как можно наблюдать у Пиештянского эстуария или Тополчанского лимана, возникновение которых связано с молодой тектоникой в начале среднего бадена. Действию сбросов подчиняются и линии лиманов и галун, косы и песчаные валы которых являются в нижнем и верхнем паноне причиной возникновения слоев лигнита в зонах B и F. В области Сухограда они обусловливают возникновение газовой залежи.

В заключение можно призадуматься над тем, если решение синседиментарных условий в неогенных бассейнах нельзя помочь при решении сложной постседиментарной тектоники флишевых Карпат. К таким проблемам принадлежит вопрос ломаной дуги Карпат, неогенная тектоника, которой должна была возникнуть раньше чем СВ ветвь, если сравнивать направления их надвижений с направлениями несогласий и их изменениями в неогене карпатских бассейнов.

Перевод: Фичла
Поступила: 22. 11. 1972
Рецензия: И. Сенеш

Геологический отдел Нафта, н. п., Гбелы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

Bilek, K. 1956: Geologie spodního a středního miocénu v jižní části Vídeňské pánve. Práce ús pro naft. výzk. (Praha), ř. E, S. 23—25.

Buday, T. 1946: Několik poznámek k stratigrafii a paleogeografii tortonu v západní části moravského úvalu. Věstník Stát. geol. úst. (Praha), ý1, S. 14ř—15ý.

Buday, T. 1956: Současný stav stratigrafických výzkumu ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG (Praha), 30, S. 162—168.

Buday, T. 1960: Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. Sonderabdruck aus Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien (Wien), S. 27—47.

Buday, T. et kol. 1961: Nafta a plyn v československých Karpatech. Knihovna ÚÚG, Nakl. ČSAV (Praha), 38, S. 158.

CICHA, I. 1961: Nástin korelace tortonu v pánvích Paratethydy. Geologické práce Zprávy 22 (Bratislava), S. 41—56.
DLABAČ, M. 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu Vídeňské pánve. Práce úst. pro naft. vúzk. (brno), 11, 42 S.
GRILL, R. 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. des Reichsamtes für Bodenf. (Wien), 6, S. 33—44.
JANÁČEK, J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava), S. 71—182.
JIŘÍČEK, R. 1963: Biostratigrafie a paleogeografie nejmladších vrstev neogénu východního Slovenska Manuskript, Geofond (Bratislava), 18 S.
JIŘÍČEK, R. 1968: Stratigrafie miocénu v severní a východní části trebišovské deprese. Manuskrip, Geofond (Bratislava), 46 S.
JIŘÍČEK, R. 1970: Stratigrafické problémy badenu (tortonu s. l.) v Karpatské oblasti. Zemní nafta a plyn, (Kyjov), 15, 3.
PAGÁČ, I. 1960: Príspevok ku geológii spodného a stredného miocénu Viedenskej pánvy v oblasti Petrova Ves, Štefanov a Smolínské. Geol. práce, Zprávy 17 (Bratislava), 8. 81—95.
ŠPIČKA, V. 1959: Geologický vývoj středních částí Vídeňské pánve. Manuskript, Geofond (Praha), 18 S.
ŠPIČKA, V. 1966: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. Rozpr. ČSAV, Řada mat. a přír. věd Academia (Praha), 76, 12, 117 S.
ŠPIČKA, V. — ZAPLETALOVÁ, I. 1965: K problému korelace a členění tortonu v československé části Vídeňské pánve. Sbor. geol. věd, geologie, řada G. sv. 8 (Praha), S. 125—160.
VEIT, E. 1943: Zur Stratigraphie des Miozäns des Wiener Beckens. Mitteil. des Raichsamtes f. Bodenf. (Wien), 6, S. 116—132.
ZAPLETALOVÁ, I. 1961: Současný stav mikrostratigrafického průzkumu neogénu východního Slovenska, jeho výsledky a další úkoly. Manuskript, Geofond (Paraha), 12 S.

Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie in dem Neogen der karpatischen Becken

RUDOLF JIŘÍČEK

In vorliegendem Artikel wird an dem Beispiel des oberen Badens in dem Wiener Becken, dem Donau-Becken und dem Tisa-Becken, die Beziehung zwischen der Tektonik und der Paläogeographie der einzelnen Stufen diskutiert. Es wird auf die Pulsation der Kleinen Karpaten während des Neogens hingewiesen, bei der mit einer Hebung an ihrem Fusse die Randfazies mit einer Diskordanz zu dem Liegenden, und in weitergelegenen Gebieten die Beckenfazies erscheint. Bei dem Absinken der Gebirge kam es zu einer Inversion des Reliefs des Meeresbodens, wobei sich die Beckensedimente zu dem Vorgebirge, und die randnahen in weitergelegene Bereiche verlagerten, wo sie die Beckensedimente der vorhergehenden Einheit unter sich diskordant abradierten. Diese Beziehung ist nur in dem Fall verzeichnet worden, wenn sich das Zentrum des morphologischen und des subsidenten Beckens in demselben Gebiet befanden. In jenen Fällen, wenn die beiden Zentren in entgegengesetzten Richtungen liegen, entstehen komplizierte Verhältnisse, die in der Regel mit der Entwicklung von deltaartigen Ablagerungen mit einer grossen Mächtigkeit in dem Randgebiet und marinen, weniger mächtigen Sedimenten in dem Zentrum des Beckens zusammenhängen.

I. Das obere Baden in dem Wiener Becken

Es umfasst die Buliminen-Rotalien-Zone, an deren Basis sich eine scharfe Grenze befindet, die zumeist mit einer Winkeldiskordanz gegen die Sandschalerzone verbunden ist (R. JIŘÍČEK 1970). Inder Beckenfazies entwickelt sich in dem unteren Teil die Buliminen-Rotalien-Fazies, in dem oberen Teil die Rotalien-Fazies (R. GRILL 1943), an den Rändern überwiegt allein die Rotalienfazies (T. BUDAY 1946). Die paläogeographische Grenze zwischen den beiden Fazies wurde in letzter Zeit zu einer gesuchten Linie, an der es zum Auskeilen von Sanden gegen Pelite, mit der Möglichkeit einer Entwicklung von faziellen Bitumen-Lagerstätten kommt.

a) *Stratigraphie und paläogeographische Gliederung der Fazies des oberen Badens*

Mit der Stratifikation des oberen Badens des Wiener Beckens befassten sich V. ŠPIČKA I.—ZAPLETALOVA (1965), von denen im vertikalen Schnitt 4 Teilhorizonte ausgegliedert wurden: ein unterer reicher Horizont mit *Bolivina dilatata* maxima Cicha et Zapl., eine mittlere Verarmungszone mit

Bulimina-Ammonia, ein oberer reicher Horizont mit *Bulimina-Haplophragmoides vasiceki* Cicha et Zapl. und eine obere Verarmungszone mit zahlreichen winzigen Foraminiferen der Gattung *Quinquelo loculina* und den Mollusken *Parvicardium parvissimum* Švagrovský. Für das gesamte „obere Torton" im Hangenden der Sandschalerzone schlugen sie die Bezeichnung „Bolivinen-Buliminen-Zone" vor (S. 149), um dadurch den lediglich faziellen Charakter der Rotalienzone zu unterstreichen.

Es muss nicht betont werden, dass ihre Stratigraphie nicht für das gesamte Wiener Becken gelten kann, wenn sie die fazielle Gliederung, auf die bereits T. BUDAY (1946) hingewiesen hatte, nicht respektiert. Dasselbe gilt für die Benennung „Bolivinen-Buliminen-Zone", für die die Bezeichnung „Buliminen-Rotalien-Zone" geigneter wäre. Wenn wir von der bedeutenden Veränderlichkeit der Fauna absehen, scheint es, dass die Gliederung von GRILL (1943), in welcher in dem unteren Teil des oberen Badens die Buliminen-Zone die Rotalien-Zone vertritt, während in dem oberen Teil nur die Rotalien-Zone ohne Buliminen typisch ist, am meisten zutrifft.

Die Buliminen-Zone vertritt sich lateral annähernd mit drei Biofazies: einer infraneritischen, mit *Bathysiphon-Cribrostomides-Globigerina*, einer epineritischen mit *Bolivina-Bulimina-Valvulineria* und einer sublitoralen mit *Ammonia-Elphidium-Protoelphidium*. Die erste Fazies charakterisiert die gesamte Zone in dem Gebiet Vysoká, Lozorno, Láb; die zweite das Gebiet Jakubov, Malacky, Leváre; die dritte Suchohrad, Gajary u. a. Die Vertretung der Fazies geschieht annähernd von Vysoká bis Suchohrad, d. h. von den Kleinen Karpaten nach NW. In dieser Richtung verlieren sich allmählich, von der Grenze mit der Rotalienzone die infraneritischen Faunen, die nur an der Basis der Bulimien-Rotalien-Zone erhalten sind. Sie werden allmählich durch Buliminen ersetzt und zuletzt durch Rotalien, in einer Linie, die schräg zur Basis, über die stratigraphischen Korrelate verläuft.

Die untere Grenze gegenüber den Sandschalern ist durch eine Fauna mit *Spiratella andrussovi* (Kittl), *Gaudryina spec.*, *Orbulina suturalis* Bronn. gekennzeichnet, die obere Grenze zu der Rotalienzone durch das Verschwinden der neritischen Faunen, besonders der Bolivinen und Buliminen, aber manchmal auch durch den korrelierbaren Horizont mit *Spiratella andrussovi* (Kittl), der bei Vysoká 19, Malacky 14, Leváre 6 u. a. gefunden wurde. In der marinen Entwicklung kann die Buliminen-Rotalien-Zone in einen oberen Teil mit glatten *Uvigerinen U. venusta liesingensis Toula — Bulimina intonsa* Liv. und einen unteren Teil mit *Globigerina-Gaudryina-Gathysiphon* geteilt werden.

Die Rotalien-Zone verändert sich lateral in 4 Fazies: Ammonia, Elphidium, *Q*uinqueloculina und Pisces. In der Fazies mit Gobius-Serpula-Coscinodiscus erscheinen sie bei Vysoká und Lozorno, in einer gemischten mit Gobius-Ammonia-*Q*uinqueloculina bei Láb und Lozorno, in der Fazies mit *Ammonia-Elphidium crispum* (L.) bei Suchohrad und mit *Ammonia-Ervilia* bei Gajary, Malacky und Leváre. In nordwestlicher Richtung verschwinden wieder allmählich Fisch-Reste der Gattung Gobius, oft von Radiolarien und nicht-bestimmten Mikromollusken, womöglich Pteropoden, begleitet. Trotz des veränderlichen Charakters der Rotalienzone und der Buliminenzone ist die Grenze zwischen ihnen sehr scharf, oft auch von lithologischen Veränderungen begleitet. Von dieser Sicht aus ist die Gliederung Grills richtig.

Nach einer vorläufigen und bisher unkompletten Untersuchung können in dem Wiener Becken drei bathymetrische Bereiche mit einer unterschiedlichen Stratifikation der Sedimente unterschieden werden (Tab. 1).

1. Das Beckengebiet des Neritikums (Infraneritikum) ist in dem ganzen Verlauf des oberen Badens durch eine nur pelitische Sedimentation gekennzeichnet, bis auf kleine Ausnahmen. Die Fauna des unteren Teils (Zone C_1) ist durch eine Assoziation mit *Globigerina bulloides* Orb., *Spiratella andrussovi* (Kittl), *Bathysiphon filiformis* Sars, *Cribrostomoiaes kjurendagensis* (Mor.), *Gaudyrina* spec. charakterisiert, in dem mittleren Teil (Zone C_2) mit *Bolivina dilatata maxima* Cicha et Zapl.-*Uvigerina liesingensis* Toula, und in dem oberen Teil (Zone C_3) mit *Gobius* aff. *triangularis* Franz.-*Serpula-coscinodiscus*.

Die Beckenfazies ist in zwei schmalen Senken entwickelt, die von Österreich kommend in nordöstlicher Richtung verlaufen. Die grössere (subkarpatische) liegt dem Vorgebirge der Kleinen Karpaten an und verläuft von Vysoká über Láb-Rohožník bis in das Gebiet südlich von Lakšárska Nová Ves. Ihre beiden Flanken werden von einer Entwicklung aus seichterem Wasser mit Sanden oder Lithothamnienkalken (Devínska Nová Ves) gesäumt. Die zweite Senke (von Jakubov) ist kürzer, gelangt aus Zwerndorf zu uns und verläuft über Vysoká bis zu der Bohrung Jakubov 11, wo sie zungenförmig endet (Tab. 1).

2. Der Übergangsbereich des Epineritikums ist durch mächtige Entwicklungen von Sanden in dem unteren und oberen Teil des Profils gekennzeichnet, die durch eine mächtige Zone von Peliten voneinander getrennt sind. Die Sande entsprechen bathymetrisch eher dem Sublitoral, die Pelite dem Neritikum. Bereits dieser Umstand deutet darauf hin, dass die Fauna ebenfalls in drei Gruppen geteilt sein wird. Die basalen Sande der Zone C_1 führen eine Assoziation mit *Globigerina bulloides* Orb.-*Spiratella andrussovi* (Kittl), Stellenweise mit Rotalien; die mitleren Pelite der Zone C_2 führen eine Fauna mit *Bolivina dilatata maxim* Cicha et Zapl.-*Buliinina intonsa* Liv., und die oberen Sande

eine typische Rotalienfauna mit *Ammonia beccarii* (L.)-*Quinqueloculina contorta* Orb. und den Mollusken *Bittium-Loripes-Ostrea-Parvicardium*.

Die Grenze zwischen dem Infraneritikum und dem Epineritikum, bzw. zwischen dem Neritikum und dem Sublitoral (s. l.) ist durch einen schmalen Streifen mit einem überganstyp der Sedimentation gekennzeichnet. In ihm kommt es zu einer faziellen Auskeilung und Abdichtung der Sande gegenüber den Peliten.

3. Das Randgebiet des oberen Sublitorals ist in dem ganzen Verlauf des oberen durch Badens eine sandige Sedimentation gekennzeichnet, in welcher die Rotalien-Assoziation überwiegt. An der Basis in der Zone C_1 erscheint *Ammonia beccarii* (L.)-*Elphidium crispum* (L.); der mittlere Teil (Zone C_2) ist etwas weniger sandig, mit *Ammonia beccarii* (L.)-*Gulimina intonsa* Liv., *Globulimina ovata* (Orb.), *Valvulineria complanata* Orb., *Virgulin schreibersiana* Czjz.; der obere Teil (Zone C_3) ist sehr sandig, mit *Ammonia beccarii* (L.)-*Protoelphidium subgranosum* (Egger), mit Ostracoden *Cytheridea paracuminata* Kollm. und Mollusken *Bittium reticulatum* da Costa — *Ostrea digitalina* Dub Sie wurde in dem Bereich von Suchohrad, Jakubov und zum Teil Borský Jur u. a. O. gefunden.

b) *Gliederung der Zubsidenz in dem oberen Baden des Wiener Beckens*

Das obere Baden ist in dem Wiener Becken durch sehr unterschiedliche Mächtigkeiten gekennzeichnet. In Richtung von den Kleinen Karpaten nach N und NW ist eine auffällige Zunahme der Mächtigkeit beobachtet worden, die durch das Bruchsystem von Lakšáre und den Graben von Kúty beendet wird. In dem Gebiet von Vysoká erreicht es 165 m (Bulminenzone 110 m: Rotalienzone 55 m), bei Lozorno 250 m (145 : 105 m), bei Láb 350 m (210 : 140 m), bei Gajary 450 m (280 : 170 m), bei Malacky 555 m (380 : 175 m), u. s. w. V. Špička — I. Zapletalová (1965, S. 146; V. Špička 1966, S. 40) nehmen an, dass alle Mächtigkeitsverringerungen mit der Abrasion des Buliminen-Rotalien „Tortons" unter einer Winkeldiskordanz des Sarmats zusammenhängt. Sie setzen voraus, dass es zu Ende des „Tortons" zu einer Regression, einer Unterbrechung der Sedimentation und zur Denudation der Schichten im Liegenden des transgressiven Sarmats kam. In dem Gebiet von Studienka und Leváre, wo die Mächtigkeit der Buliminen-Rotalien-Zone 500 m erreicht, finden sie eine vollständige biostratigraphische Faunenfolge, auf der Struktur Malacky—Láb—Jakubov 11 liegt das Sarmat bereits auf ihrem mittleren Horizont, bei Malacky—Süd, Láb und Vysoká, wo seine Mächtigkeit 110—200 m nicht überschreitet, erscheint unter dem Sarmat bereits der untere faunenführende Horizont. Die sarmatische Diskordanz streicht von N nach S.

Aus der revidierten Biostratigraphie geht jedoch das Entgegengesetzte hervor. An keiner der beschriebenen Strukturen wurde, trotz einer bedeutenden Verringerung der Schichten die Rotalienzone abradiert, geschweige denn tiefere Buliminen-Horizonte. Wenn wir die Mächtigkeiten der Buliminen- und Rotalien-Zonen in ein Diagramm auftragen stellen wir fest, dass zwischen ihnen ein konstantes Verhälznis von 6,5 : 3,5 besteht, welches nur eine unterschiedliche Subsidenz in den einzelnen Gebieten bezeugt. Eine Abrasion des oberen Badens konnte gerade in entgegengesetzter Richtung, d. h. nach N und NW, wo es sich hinter dem Verwerfungssystem von Lakšáre auffällig reduziert, entstehen.

Das untere Sarmat in dem Wiener Becken

Nimmt die Zone A und B ein, d. h. die Zone der Carychien un der Grosselphidien, die von dem oberen Baden durch eine scharfe Linie, die oft mit einer Diskordanz verbunden ist (R. Jiříček 1963, 1970) getrennt werden. In dem Beckenbereich entwickelt sich an der Basis die Zone mit *Cibicides badenensis* (Orb.)-*Abra reflexa* (Eichw.), die an dem Rand von einer sehr schmalen Zone mit *Elphidium macellum* (F. et Moll)-*Ervilia spec.* und ausserhalb des Beckens von einem breiten Gebiet mit einer bunten Süsswasserschicht mit *Carychium minimum* Müller — *Planorbis* spec. div. gesäumt wird. Auch hier kommt es an der Grenze von sandigen und pelitischen Fazies zu einer Abdichtung deg Lagerstätten, deren Aufsuchen an Hand von paläogeographischen Karten für die Erdöl-Erkundung gewiss von grosser Bedeutung sein wird.

a) *Stratigraphie und paläogeographische Gliederung der Fazies des unteren Sarmats*

Der Umfang des unteren Sarmats steht in engem Zusammenhang mit der genauen Bestimmun- seiner Grenze zu dem Baden. Der Streit um diese läuft seit den Kriegsjahren, als zwischen dem Rotalien-Torton und dem Sarmat der Grosselphidien eine „bunte Schichtfolge" mit Süsswasserfauna und in den höheren Lagen mit einer brackischen Fauna sog. „atypischer Elphidien" identifiziert wurde (R. Grill 1943, E. Veit 1943). Von T. Buday (1956, 1960), K. Bilek (1956), V. Špička (1959) u. a. wurde die Serie als terminale Phase der Aussüssung zum oberen Torton gereiht, auf die Sedimente sarmatischen Alters in einer brackischen Entwicklung transgredierten. In den folgenden Jahren verschob sich die Grenze in einen unbestimmten Bereich innerhalb der bunten Serie (T. Buday et al., 1961, S. 31; V. Špička — I. Zapletalová 1965), und zuletzt an ihre Basis (R. Jiříček 1963, 1970).

Durch detailliertere Forschungen wurde festgestellt, dass sich die basalen Schichten des unteren Sarmats der Zone A in einer Beckenentwicklung nur bei Vysoká, Lozorno und zum Teil bei Láb,

befinden. Auf der eigentlichen Struktur von Láb und bei Jakubov werden sie durch die Randentwicklung mit Ervilien, Rotalien und Elphidien abgelöst, weiter nördlich und nordwestlich werden sie von bunten Süsswasserschichten mit Carychien vertreten, oder durch einen Hiatus, welcher es gestattet, erst der Grosselphidien-Zone auf das badenische Liegende zu transgredieren.

b) *Gliederung der Subsidenz des unteren Sarmats in dem Wiener Becken*

Das untere Sarmat ist, ähnlich wie das obere Baden, durch eine stark veränderliche Mächtigkeit gekennzeichnet. In Richtung von S nach N oder NW nimmt seine Mächtigkeit rasch ab, demgegenüber nimmt in derselben Richtung die Mächtigkeit des oberen Badens rasch zu. Auf Grund vorläufiger Untersuchungen scheint es sich dabei um kein subsidentes Anwachsen in südlicher Richtung, sondern um eine allmähliche Transgression von dort nach Norden oder Nordwesten zu handeln. Das heisst, dass in südlicher gelegenen Gebieten ältere basale Schichten des unteren Sarmats erhalten wären als im Norden, wo sie erst mit den Grosselphidien ansetzen. Hinter der Verwerfung von Lakšáre und dem Graben von Kúty ist diese Abhängigkeit wohl ungültig.

Die Mächtigkeit des gesamten unteren Sarmats (Zone A—B) erreicht bei Vysoká 330 m, bei Lozorno 450 m (!), bei Láb 215 m, Jakubov 225 m, Suchohrad 170 m, Gajary 190 m, Malacky 170 m und bei Studienka 70—80 m.

III. Die Beziehung zwischen de Zentren des morphologischen und des subsidenten Wiener Beckens

Aus den beschriebenen Erscheinungen in der Nähe der Grenze Sarmat/Baden geht hervor, dass gewisse Beziehungen zwischen der faziellen Verteilung der Sedimente und ihrer Mächtigkeit bestehen. In dem oberen Baden vergrössert sich die Mächtigkeit der Sedimente von Vysoká nach N und NW von 165 m (Vysoká) bis 555 m (Malacky - 1), bzw. 650—700 m in dem Graben von Kúty. Der Rand des subsidenten Beckens liegt deshalb in der Nähe der Kleinen Karpaten im Süden, während sich das Zentrum der Subsidenz nördlich bis nordwestlich von dort, bei Malacky, Studienka, Leváre, bis zu dem Graben von Kúty befindet.

Die Verteilung der Fazies ist gegenüber der beschriebenen Subsidenz umgekehrt. Der Rand des Beckens liegt im NW, das Zentrum in zwei Vertiefungen (der subkarpatischen und der von Jakubov), parallel zu der Linie der Kleinen Karpaten. Diese Erscheinung der morphologischen und der subsidenten Inversion eines Beckens ist besonders für Delta-Gebiete typisch, wo die grössten Mächtigkeiten an die Mündungen der Flüsse, die geringsten an das freie Meer gebunden sind.

In dem unteren Sarmat kommt es zu einer anderen Erscheinung, nämlich zu einer identischen Stelle, die das Zentrum sowohl des morphologischen wie auch des subsidenten Beckens bildet. Dieses Zentrum lag in dem Bereich Lozorno—Vysoká, wo die Mächtigkeit der Cibicides- und Regina-Schichten bis zu 450 m erreicht, während sich das Randgebier nordwestlich von hier, bei Studienka, Leváre, Borský Jur befand, wo Carychien—Schichten im Liegenden der Reginen-Zone fast völlig fehlen, und die Gesamtmächtigkeit nur 70—80 m erreicht.

Bei einem Vergleich der Mächtigkeiten des oberen Badens und des unteren Sarmats stellen wir fest, dass sie entgegengesetzt sind. Es ist wahrscheinlich, dass bei ihrer Gestaltung die Kleinen Karpaten, die in dem oberen Baden im Norden stärker untergetaucht waren als im Süden, während im unteren Sarmat die Lage umgekehrt war, d. h. der Süden der Kleinen Karpaten intensiver untertauchte, eine bedeutende Rolle gespielt haben. Die angeführte Gesetzmässigkeit ist nur für das Gebiet von Vysoká, bis zu dem Verwerfungssystem von Lakšáre gültig, hinter welchem sich die Kleinen Karpaten wie eine andere Scholle verhielten. Es ist unzweifelhaft, dass die gegebenen Bewegungen der Kleinen Karpaten mit den gebirgsbildenden Vorgängen während des Neogens in Zusammenhang standen, für uns ist es jedoch wichtig, nicht nur Zeit und Ort ihrer Bewegung festzustellen, sondern auch den Sinn der Pulsation, d. h. das Untertauchen oder Auftauchen, die für Stilles tektonische Phasen von unterschiedlicher Bedeutung sein müssen.

IV. Die Entwicklung des oberen Badens und des unteren Sarmats in dem Donau-Becken

In dem Donaubecken ist das obere Baden in ähnlichen Fazies entwickelt wie in dem Wiener Becken. In dem Vorland der Kleinen Karpaten bei Bernolákovo, Grob, Vištuk, Báhoň, Cífer, Sereď, Ompitál und Suchá besitzt es ein epineritisches Gepräge. An der Basis befinden sich schwach entwickelte Sande und Tone mit *Spiratella andrussovi* (Kittl)- *Globigerina bulloides* Orb., höher Pelite mit *Bolivina dilatata maxima* Cicha et Zapl.-*Gulimina intonsa* Liv. und zuoberst stark sandige Lagen mit *Ammonia beccarii* (L.)-*Cytheridea paracuminata* Kollm. In einer ähnlichen Entwicklung wurde es auch in der Mündung der Bucht von Topoľčany bei Veľké Záluže, Šurianky und Ripňany gefunden.

Eine etwas sandigere Entwicklung wurde an den untergetauchten Hängen der Gebirge Inovec und Tribeč (Sereď, Diákovce, Králová) und in der Komjatice-Depression bei Zlaté Moravce festgestellt. Ausgeprägt sublitoral und litoral ist der Ausläufer von Piešťany, wo in Bohrungen bei Nižná,

Madunice, Ratkovce, Trakovice und Špačince in dem Hangenden der Sandschalerzone nur eine sandige Fazies mit *Ammonia beccarii* (L.)-*Protelphidium subgranosum* (Egger) in einer Mächtigkeit bis zu 70 m gefunden wurde.

Ähnlich ist die Entwicklung auch in dem unteren Sarmat, dessen Becken — Cibicides-Fauna der Zone A bisher nur bei Pozba angebohrt wurde, und an dem Südfuss der Kleinen Karpaten angenommen wird. Der übrige Teil des Gebietes ist vorwiegend mit einer bunten Süsswasserserie von Carychienschichten, mit den verschiedensten Mächtigkeiten, bedeckt. Wegen der ungenügenden Anzahl von Bohrungen können heute keine bestimmten Schlüsse über die Verteilung der Fazies und der Mächtigkeiten der Sedimente des oberen Badens und des unteren Sarmats gezogen werden, doch steht fest, dass es sich um eine ähnliche Abhängigkeit handeln wird wie in dem Wiener Becken, mit welchem das Donaubecken eine gemeinsame Motivierung in der Pulsation der Kleinen Karpaten besitzt. Die beschriebenen Erscheinungen können auch zwischen Sarmat und Pannon beobachtet werden, als durch die stärkste Abrasion des Sarmats die Hänte der Kleinen Karpaten und die Elevationen von Láb und Vysoká betroffen wurden. Eine vollkommen andere Richtung der Diskordanzen ergibt sich für das untere Miozän und das Karpat, deren Faziesverteilung eher der Quertektonik folgt. Die Bruch-Aktivität ist eng mit den diskordanten Niveaus verbunden, von denen sie ausgeht, mit dem Zentrum der Subsidenz, wohin die einzelnen Schollen abzusinken beginnen und mit der Achse des Beckens, im Sinne welcher es, besonders an den Parallelverwerfungen, zur Verteilung der Fazies kommt.

V. Entwicklung des oberen Bades und des unteren Sarmats in dem Tissa-Becken

Das obere Baden besitzt in dem Tisa-Becken eine, von dem Wiener- und dem Donau-Becken abweichende Entwicklung. Ausser der Nuliminen- und Rotalien-Fazies kommt hier auch die kontinentale Entwicklung in starken Masse zur Geltung. Alle drei Entwicklungen befinden sich im Hangenden der Spiratella-Zone nebeneinander, und charakterisieren drei paläogeographisch unterschiedliche Gebiete (R. Jiříček 1968):

a) Die kontinentaee Entwicklung ist an das gesamte Košice—Becken und an den NW—Teil des Trebišov—Beckens gebunden. In ihrem Liegenden befindet sich eine Rotalien—Bank und Pelite der Buliminen-Zone mit Spiratella.

b) Die brackische Entwicklung ist mit dem zentralen Teil des Gebietes von Trebišov verbunden, und ist durch eine Rotalien-Egerellen-Fauna mit Sanden, im Hangenden der unteren Buliminen mit *Spiratella*, gekennzeichnet.

c) Die marine Entwicklung ist nur auf den SO-Teil des Trebisov-Beckens beschränkt, wo in dem unteren Teil eine reiche Sandschalerfauna auftritt, die Gattung *Spiratella* inbegriffen, während in dem oberen Teil eine Buliminen-Bolivinen-Fauna mit *Velapertinen* und *Carinocythereis* vorkommt. Es ist dies die jüngste Entwicklung von Buliminen in dem Bereich der Karpaten.

Die einzelnen Entwicklungen werden von nordöstlich streichenden Linien getrennt, die mit dem Verlauf der jüngeren Quertektonik identisch sind. Die geringsten Mächtigkeiten der Schichten wurden im SO des Gebietes gemessen, wo sie 1000 m nicht übersteigen, die grössten in dem NW-Teil des Beckens von Trebišov, wo sie bis zu 2000 m erreichen. Wiederum zeigt sich hier eine Inversion des morphologischen, im SO liegenden Beckens gegenüber dem Subsidenz-Zentrum im NW-Teil desselben Beckens. Durch eine paläontologische Analyse wurde erwiesen, dass die Faunen in dem Randgebiet dem aufgetauchten (Süsswasserentwicklung) und de untergetauchten (brackische Entwicklung) Teil des Deltas von Sečovce, dessen Mündung in dem Bereich der Bohrung Sečovce-1 liegt, entsprechen (R. Jiříček 1968). In Richtung nach SO nimmt die Mächtigkeit ab und die Fauna ändert ihr brackisches Gepräge einer Randfazies in das eines Becken-Neritikums.

Das untere Sarmat ist in einer ähnlichen Sequenz und Faziesverteilung entwickelt. In dem SO-Teil des Beckens von Trebišov befindet sich über den Buliminen eine Cibicicdes-Zone mit einer fast sterilen Basis, in dem zentralen Teil über den Rotalien des oberen Badens sind untersarmatisch Fazies mit *Ervilien* und *Elphidium subumbilicatum* (Czj), in dem NW-Teil desselben Beckens und in dem Talkessel von Košice liegen bunte Süsswasserschichten mit *Carychium minimum* Müller über dem kontinentalen und brackischen Baden.

Die Mächtigkeit des unteren Sarmats mitsamt der Zone der Grosselphidien ist mit der Faziesverteilung identisch. In dem Gebiet von Ptrukša erreicht es 1200 m, bei Bánovce und Pozdišovce 1000 m, im NW bei Albínov und Kolčov einige Hundert Meter (600 m). Die Zentren des morphologischen und des subsidenten Beckens sind identisch und es ist wahrscheinlich, dass es sich um eine ähnliche allmähliche Transgression des unteren Sarmats auf das Baden handelt wie in dem Wiener Becken.

Die Beziehung und Verteilung der Fazies zu den Mächtigkeiten der Sedimente des unteren Sarmats und des oberen Badens in der Ostslowakei ist ähnlich wie in dem Wiener Becken. Hieraus kann gefolgert werden, dass das Becken von Trebišov während des oberen Badens nach NW, dem-

gegenüber im unteren Sarmat entgegengesetzt, nach SO untertauchte, in Abhängigkeit von der Pulsation des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie. Ähnliche Pulsationen, jedoch gegenüber dem Karpatenbogen, können wohl zwischen der Sandschalerzone und der Lagenidenzone angenommen werden, gewiss jedoch in dem unteren Miozän und dem Karpat, für deren Verteilung der Mächtigkeiten und der Fazies die Paralleltektonik von Bedeutung war. Auch hier äussert sich wohl einegewisse Analogie zu dem Wiener Becken, wo erst an der Basis des mittleren Badens eine Quertektnik vorausgesetzt werdrn kann, welche auch die Faziesverteilung beeinflusste, während die höheren Parties des Badens die parallele karpatische Tektonik berücksichtigten. Im Donaubecken entstehen als Ausdruck der No-Tektonik von der Basis des mittleren Badens an, die Buchten von Piešťany und Topoľčany.

Es sollte erwogen werden, ob durch die Lösung der synsedimentären Verhältnisse in den neogene Becken nicht ein Beitrag zur komplizierten postsedimentären Tektonik der Flysch-Karpaten geleistet werden könnte. Hierher gehört nicht nur die Frage des Umknickens des Karpatenbogens, dessen NW-Teil früher entstehen konnte als der NO-Teil, sondern auch der Richtungen der Diskordanzen und des sich daraus ergebenden Sinnes der Pulsation der einzelnen Gebirge gegenüber den neogenen Becken.

Alle in dem Bestreben, die bisher isolierten geologischen Disziplinen in Einklang zu bringen beschriebenen Erscheinungen, werden auch weiterhin in ihrem Verhältnis zu der Lagerstättengeologie werfolgt werden.

Übersetzt von L. Osvald

Vztah mezi tektonikou a paleogeografií v neogénu Karpatských pánví

RUDOLF JIŘÍČEK

V předkládaném článku je na příkladu svrchního badenu ve Vídeňské, Podunajské a Potiské pánvi diskutován vztah mezi tektonikou a paleogeografií jednotlivých stupňů. Zdůraznena je pulzace Malých Karpat během neogénu, při které s výzdvihem se na jejich úpatí objevuje okrajová facies s diskordancí k podloží a ve vzdálenějších oblastech facies pánevní. Při poklesu pohoří nastala inverze reliefu mořského dna, kdy pánevní sedimenty se stěhovali k předhůří a okrajové do vzdálenějších oblastí, kde pod sebou diskordantně abradují pánevní uloženiny předešlé jednotky. Tento vztah byl zaznamenán pouze v případe, kdy centrum pánve morfologické a subsidenční se nacházely ve stejném území. V případech, kde obě centra leží v protichůdných směrech, nastávaji složitější situace, související zpravidla s vývinem deltovitých usazenin, s velkou mocností v okrajové části a mořskými méně mocnými uloženinami v centru pánve.

Mineralia slovaca **5**, 2, 157—164 (1973)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ, КРИТЕРИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ SN-W-MO ОРУДЕНЕНИЯ В СПИШСКО-ГЕМЕРСКИХ РУДНЫХ ГОРАХ (СЛОВАКИЯ)

ЭДУАРД ДРНЗИК — ЛИДИЯ ДРНЗИКОВА — КАТАРИНА МАНДАКОВА*

Les estimations géologiques, critéres et perspectives de la prospection de la minéralisation Sn-W-Mo dans les Monts Métallifères Spišsko-gemerské

Ce rapport a pour objectif l'analyse des estimations géologiqes, critères et perspetives de la prospection de la minéralisation Sn-W-Mo dans les Monts Métallifères du Spiš et du Gemer (Slovaquie) se basant sur les indices directs ainsi qu'indirects de recherche.

В последние годы (1962—1970) была доказана оловоносность Гемеридных гранитов выявлением в районе развития Гнилецких гранитов выразительных металлометрических Sn-W-Mo аномалий во вторичном ореоле рассеяния.

Проверкой одной из пяти аномалий в долине Медвежьего потока в окресностях поселка Велкий Гнилец было обнаружено оловянное оруденение грейзенвой формации промышленного интереса. — (Я. Баран — Л. Дрнзикова — К. Мандакова — Е. Дрнзик 1970).

Несмотря на то, что в Спишско-Гемерских рудных горах горные разработки интенсивно велись почти 1000 лет, оловянное оруденение не было обнаружено и до последнего времени даже не предполагалось как самостоятельный тип оруденения.

Поэтому на основании новых данных возникла необходимость осветить геологические предпосылки и перспективы поисков Sn-W-Mo оруденения на основе всех до сих пор известных прямых и косвенных поисковых признаков, которые обсуждаются в этой статье.

Геологические предпосылки поисков

Позиция Гемеридных гранитов по отношению к оловоносным провинциям Европы

Оловоносные граниты и месторождения олова Европы, главным образом, сосредоточены согласно структурно-тектоническому членению Г. Штилле в Мезоевропе (Р. М. Константинов, С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев, М. П. Материков, А. Б. Павловский, М. Г. Руб, Й. Н. Томсон 1969). Для этой складчатой области характерны консолидированные массивы, сложенные докембрийскими кристалличес-

* Ing. E. Drnzík, Ing. L. Drnzíková, Ing. K. Mandáková. Geologické stredisko, 052 80, Spišská Nová Ves, Markušovská cesta

кими сланцами, интрузивными породами и полеозойскими толщами. С этими массивами связаны Sn-W рудопроявления и месторождения Мезоевропы (Чешский массив, Центральный и Арморикапский массивы Франции, Корпуэлл и Испанская Месета).

Общей чертой этих оловоносных провинций является активизация тектонических и магматических процессов в конце верхнего палеозоя.

В Неоевропе, т. е. в алпийской складчатой зоне оловоносные граниты и месторождения олова не типичны и являются единичными. Поэтому альпийско-карпатская складчатая зона в металлогенических схемах Европы считается не оловоносной.

Выявление оловоносности Гемеридных гранитов и открытие Sn-W-Mo оруденения грейзеновой формации в Гемеридах, являющихся структурно-тектонической единицей альпийско-карпатской складчатой зоны, показывает на возможность существования словянного оруденения в этой складчатой зоне. Оловоносность Гемеридных гранитов подтверждает новую теорию о потенциальной рудоносности гипабиссальных гранитов в складчатых областях (Л. В. Таусон, В. Н. Анфилогов, В. И. Коваленко, В. Д. Козлов, М. И. Кузьмин, И. П. Трошин 1970), в смысле которой поиски Sn-W-Mo оруденения в гранитах Спишско-Гемерских рудных гор являются перспективными, несмотря на их т. наз. „неблагоприятную“ на оловоносность металлогенетическую позицию в Европе.

Косвенные поисковые признаки

Накопление данных о косвенных признаках существования оловянного оруденения в Спишско-Гемерских рудных горах начинается петрографическим изучением гранитов.

Й. ВАХТЛ (1937) впервые отметил автометаморфизм и грейзенизацию Гемеридных гранитов.

В послевоенные годы отдельными исследователями Й. Нитко — Бохеньска (1951) П. Ончакова (1955), Я. а Л. Каменицкий (1955), Я. Илавский (1956), Ц. Варчек (1957), Я. Кантор (1957), Ш. Байаник (1963), Й. Губач (1962), Я. Баран (1963, 1964), Л. Дрнзикова — К. Мандакова (1970 а 1971) и другие были отмечены следующие наблюдения.

а) Гемеридные граниты не комагматичны с внешними интрузивными комплексами Западных Карпат и отличаются от них возрастом, петрографическим составам, петрохимической характеристикой и формой интрузивных тел.

б) Гемеридные граниты, по сравнению с большинством карпатских гранитов Словакии, более „молодые“. Их абсолютный возраст был определен кали-аргоновым методом и датируется как верхнемеловой (Я. Кантор, 1957). Этот возраст был подтвержден в 1972 г. институтом Геохимии Снб. отд. Ан СССР в г. Иркутске.

в) Гемеридные граниты, по сравнению с гранитами Татро-Вепорид, лейкократовые, характеризуются повышенной кислотностью, обогащены алюминием, щелочами и бором. В большей мере подверглись автометаморфическим и послемагматическим процессам.

г) Гемеридные граниты считаются производными остаточной магмы глубинного очага. Отличаются между собой петрографической и петрохимической характеристиками. В минеральном составе присутствуют мегматитовые и пневматолитовые минералы — турмалин, топаз, мусковит, апатит. Акцессорные минералы представлены цирконом, титановыми минералами, ортитом, флюоритом, касситеритом и другими.

д) Суловский, Бетлярский и Делавский гранитные массивы подверглись турмалинизации, серицитизации и грейзенизации. В зоне контактного метаморфизма вмещающих пород также проявились процессы турмалинизации и окварцевания.

е) Гемеридные граниты, вскрытые современным эрозионным срезом и предполагаемые на небольших глубинах по данным региональных гравиметрических измерений, представляют собой апикальные части, по всей вероятности, многофазной интрузии.

Выше изложенные наблюдения позволяют считат, что Гемеридные граниты имеют целый ряд косвенных признаков, свидетельствующих о их оловоносности.

Минералы Sn a W в гидротермальных жилах

Минералогическим исследованием состава гидротермальных жил сидерит — сульфидной и кварц-сульфидной формаций были обнаружены касситерит, станнин, ферберит и шеелит.

Касситерит — впервые описал Я. Кантор (Ю. Фусан — Я. Кантор 1953). Был обнаружен на кварц-сульфидно-турмалиновых жилах Патер-Ностер а Боромеус в Староводской долине и на месторождении Алжбета в долине Быстрого потока.

Станнин — найден в жилах рудного поля Фихтенхюбель, в жилах Гутной долины (Л. Дрнзикова 1967), на месторождении Алжбета (Л. Дрнзикова — К. Мандакова 1971) и на жиле Анна Реликова (К. Мандакова 1956). Ферберит, шеелит — известен на сурьмяном месторождении Спишска Баня (Я. Кантор 1953, Л. Дрнзикова 1959).

Флюорит в Гемеридных гранитах

Исследованием Суловской гранитной интрузии были найдены нитевидные жилки, сложенные флюоритом (Ш. Баяник 1963). В последнее время жилки флюрита были обнаружены в гранитном массиве Злата Идка (О. Розложник — П. Грецула — Я. Гурный 1971).

Геохимические аномалии

В 1962—1969 годах была Я. Бараном в районе развития Гнилецкого гранитоидного массива проведена геолого-геохимическая съемка на площади около 50 км^2.

Геохимической съемкой на участках Медвежий поток, Делава, Пеклиско, Суровец и Майзлова были выделены выразительные Sn-W-Mo аномалии во вторичном ореоле рассеяния (Я. Баран 1963, 1964 а 1971).

В 1970 г. на площади аномалии Медвежий поток в окресности поселка Велкий Гнилец минералогическо-петрографическо-геохимическим исследованием гранитоидов и вмешающих пород было Л. Дрнзиковой и К. Мандаковой (Л. Дрнзикова — К. Мандакова 1970) обнаружено Sn-W оруденение пегматит — грейзеновой формации с богатым содержанием касситерита.

В 1971 г. аномалия была вскрыта горными выработками с положительными результатами. Впервые были получены новые данные о закономерностях пространсвенного размещения и локализации оловянного оруденения, его минеральном составе, морфологии гранитов и рудных тел, о содержании Sn, W, Mo и других компонентов, (Я. Баран — Е. Дрнзик — Л. Дрнзикова — К. Мандакова 1971).

Геологическое строение участка о пространственное позиция Sn-W-Mo оруденения

Оловянное оруденение на участке Медвежий поток генетически и пространственно связано с Суловской гранитной интрузией Гнилецкого гранитоидного массива.

Оруденение развито в эндо и экзоконтактной зоне северовосточной части Суловского гранитного тела, рвущего породы нижнего палеозоя — на юго-западе порфироиды, на северо-востоке породы филлит-диабазовой толщи. Породы нижнего палеозоя смяты в пликативные структуры широтного простирания. Интрузивное тело имеет элипсовидную форму, длинная ось, которой вытянута в северо-востовном направлении. Вдоль северо-западного контакта падение крутое, в северо-восточном направлении гранитное тело постепенно погружается под породы филлит-диабазовой толщи. Интрузивное тело в основном сложено среднезернистым, двуслюдлиным, турмалинсодержащим гранитом с постепенным переходом в крупно и мелкозернистые развовидности.

Боковые породы метаморфизированы. Характер и интенсивность контактных изменений определяется составом пород. В зоне экзоконтакта интенсивно развиты турмалинизация и окварцевание.

На рудном участке вскрыт среднезернистый лейкократовый турмалинсодержащий гранит. Он сменяется в сторону контакта мелкозернистым — аплитовым гранитом, который в виде апофиз отходит в боковые породы.

Мелкозернистый гранит постигнут послемагматическими изменениями. В зависимости от интенсивности послемагматического метасоматоза в пределах вскрытого гранитного тела выделяется фация эдноконтакта, представленная грейзенированным гранитом и турмалин — слюдяно — кварцевым грейзеном. Грейзен развит на изгибе северо-восточного контакта гранитной интрузии и является одним из нескольких видов оруденения.

Некоторые закономерности пространственного размещения Sn-W-Mo оруденения

На участке Медвежий поток были вскрыты четыре оруденения, которые между собой отличаются пространственной позицией, минеральным составом и содержанием олова.

а) Оруденение развитое в зоне непосредственного эндоконтакта, представленное турмалин-слюдяно-кварцевым грейзеном. Грейзен сложен в основном кварцем, слюдой, турмалином с подчиненным количеством касситерита. Турмалин образует кучевые и радиально-лучистые выделения, диаметром до нескольких сантиметров. Касситерит находится в виде неровномерной вкрапленности. Содержание олова вдоль эндоконтактной зоны колеблется от следов до процента.

б) Оруденение, связанное с зоной ослабления в гранитах. Эта зона имеет северо-восточное простирание с пологим падением на юго-восток. Вдоль зоны развита грейзенизация, интенсивность которой очень неравномерна. Содержание олова, как правило, очень неравномерно и очень низкое (0,00 × — 0,0 × %).

в) Оруденение, связанные с грейзенизированными аплитовыми апофизами мелкозернистого-аплитового гранита, развитых в зоне экзоконтакта. Простирание апофиз северо-восточное, с падением на юго-восток, т. е. в гранитный массив. Апофизы имеют в основном простое строение. На отдельных участках наблюдаются раздувы, разветвления, коленообразные изгибы, в которых изменяются падение и осложняется разветвление.

Аплитовые апофизы избирательно постигнуты высоко температурным метасоматозом. Грейзенизация представлена главным образом турмалин-кварцевой фацией с промышленной концентрацией касситерита. Преобладающим минералом является кварц. Остальные минералы имеют второстепенное значение, представлены преобладающим турмалином, топазом, слюдами, апатитом. Из сульфидов в больших количествах распространен лишь апсенопирит.

В местах изменения падения и сложнения морфологии апофиз наблюдается также и осложнение минерализации. На этих участках обнаружены следующие типы грейзенов: турмалин-апалит-хлоритовый с касситеритом, апатит-топаз-турмалин-слюдистый с богатой концентрацией крупнозернистого касситерита.

Кроме того, встречается самостоятельная молибденит-кварцевая минерализация, наложенная вдоль зальбандов жилы кварцевого типа.

г) Кварцевый тип минерализации. Локализуется в экзоконтактной зоне, представлен крутопадающей жилой. Преобладающим минералом жильного выполнения является кварц. Турмалин а топаз имеют второстенное значение. Встречаются апатит, слюды, флюорит. Рудные минералы представлены арсенопиритом, касситеритом и редко встречающимися пирротином, самородным висмутом, станнином, сфалеритом, халькопиритом, вольфрамитом.

Геологические критерии и перспективы поисков

Геологические критерии пространственного размещения и закономерности локализации Sn-W-Mo оруденения и перспективы поисков этого ору-

денения в условиях Спишско-Гемерских рудных гор определяются тем фактом, что апикальные части Гемеридных гранитов почти не вскрыты эрозией. Гранитные тела обнажены эрозией в районе Гнильца, Бетляра, Попроча, Гумеля с площадями выхода лишь до нескольких км². Ореолы контактово-метаморфических пород и данные региональной геофизической съемки (Я. Илавский 1957, О. Фусан — Я. Илавский — Я. Котацек — М. Крс — М. Смишек — Я. Ухман 1965), позволяют уверенно говорить о наличии закрытых интрузивных масс на более значительных площадях и на глубине от 100 до нескольких сотен метров. Эти данные позволяют предполагать слепые купола гранитов с развитием Sn-Mo-W оруденения грейзенового типа различных фаций (слюдисто-кварцевая, турмалин-кварцевая, апатит-топаз-слюдистая и другие).

На основе результатов с участка Медвежий поток, кроме выше уведенных фаций грейзенов, можно предполагать в кровле слепых гранитных куполов минерализованные апофизы и высокотемпературные кварцевые жилы с промышленной концентрацией касситерита.

Не исключена возможность присутствия в Спишско-Гемерских рудных горах пегматитовой, касситерит-сульфидной и касситерит-карбонатной (скарны) формаций.

Касситерит-сульфидная формация известна на месторождениях Алжбета в долине Быстрого потока, на гидротермальных жилах Староводской долины, на жилах рудного поля фихтенглюбель в окресностях поселка Мнишек.

Оруденение скарнового типа может быть развито в местах контакта гранитной интрузии с карбонатными толщами нижнего палеозоя. Это район между Гнилецким гранитоидным мессивом и Бетлярско-Староводским, где известны т. наз. Ганковско-Воловецкие карбонатные слои.

Кроме того, очень выразительная морфология рельефа в тех местах, где апикальные части Гемеридных гранитов вскрыты современной эрозией, позволяет предполагать россипные концентрации касситерита.

Не исключена возможность, исходя из аналогии с другими оловоносными провинциями, что в Спишско-Гемерских рудных горах на закономерность размещения Sn-W-Mo оруденения будут влиять также продольные и поперечные разломы вышего порядка и геохимический состав эффузивно-осадочных комплексов нижнего палеозоя, в который внедрялся Гемеридный гранитоидный комплекс.

Таким образом, геологические критерии локализации Sn-W-Mo оруденения в Спишско-Гемерских рудных горах являются критериями магматическими, тектоническими, литофациальными и литогеохимическими.

Поступила: 28. 2. 1973
Рецензия: Ц. Варчек

Геолого-разведочное управление
Спишска Нова Вес

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

BAJANIK, Š. 1963: Správa o sledovaní fluoru a bóru v hnileckom granite. Manuskript — archív GUDŠ, Bratislava, s. 2—12.

BARAN, J. 1963: Správa o geochemickom výskume v oblasti Hnilca. Zpr. geol. výsk. 2, Slovensko (Bratislava), s. 61—62.

BARAN, J. 1964: Geochemický výskum v oblasti Hnilca. Zpr. geol. výsk. 2, Slovensko (Bratislava), s. 37.

BARAN, J. — DRNZÍKOVÁ, L. — MANDÁKOVÁ, K. 1970: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia Slovaca roč. II., č. 6, Bratislava — Spišská Nová Ves, s. 159—164.

BARAN, J. — DRNZÍKOVÁ, L. — MANDÁKOVÁ, K. — DRNZÍK, E. 1970: Nálezová správa a doterajšie výsledky vyhľadávania Sn-W zrudnenia v oblasti Rakovca, Hnilca a Tretieho Hámru. Manuskript-archív SGÚ, Bratislava, s. 1—15.

BARAN, J. — DRNZÍK, E. — DRNZÍKOVÁ, L. — MANDÁKOVÁ, K. 1971: Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medveďom potoku. Mineralia Slovaca roč. III., č. 10, Bratislava — Spišská Nová Ves, s. 151—153.

BARAN, J. 1971: Geologické a metalogenetické pomery medzi Rakovcom, Hnilcom a Tretím Hamrom. Kandidátska práca. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, s. 1—253.

DRNZÍKOVÁ L. 1959: Správa o mineralogickom štúdiu žíl „Rozabella" a „Margita" na lokalite Spišská Baňa. Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Helcmanovce Sb, W — okolie. Manuskript-archív GP n. p. Spišská Nová Ves.

DRNZÍKOVÁ, L. 1967: Správa o mineralogickom-petrografickom a geochemickom štúdiu žíl rudného poľa Fichtenhübel. Záverečná správa a výpočet zásob Fichtenhübel Cu-Fe. Manuskript — archív GP n. p. Spišská Nová Ves.

DRNZÍKOVÁ, L. — MANDÁKOVÁ, K. 1970: Predbežný mineralogicko-petrograficko-geochemický posudok o metalogenetických pomeroch hnileckých granitov. Manuskript-archív SBÚ, Bratislava, s. 1—34.

DRNZÍKOVÁ, L. — MANDÁKOVÁ, K. 1971: Podklady pre vyhotovenie projektu SGR-stred-Sn-W-Mo. Manuskript — archív GP n. p. Spišská Nová Ves.

FUSAN, O. — KANTOR, J. 1953: Chalkografické pozorovania na sulfidickom ložisku „Alžbeta" v Bystrom potoku. Geol. sbor. (Bratislava), 4, 3—4, s. 623—664.

PUSAN, O. — ILAVSKÝ, J. — KOTÁSEK, J. — KRS, M. — SMÍŠEK, M. — UHLMANN, J. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spišsko-gemerském rudohoří. Zbor. geol. vied, ZK, 4 (Bratislava), s. 7—28.

GUBAČ, J. 1962: Niekoľko poznámok ku genéze gemeridných granitov. Geol. práce, Spr. 25—26 (Bratislava), s. 31—95.

KAMENICKÝ, J. — KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudhoria. Geol. práce, Zoš. 41 (Bratislava), s. 5—73.

KONSTANTINOV, R. M. — LUGOV, S. F. — MAKEEV, B. V. — MATERIKOV, M. P. — PAVLOVSKIJ, A. B. — RUB, M. G. — TOMSON, I. N. 1969: Geológia mestorožděnij olova zarubežnych stran. Moskva, Vyd. nedra, 126—128.

KANTOR, J. 1953: O wolframe na antimonitovom ložisku v Spišskej bani JZ od Mníška nad Hnilcom. Geol. sbor. 4, 1—2 (Bratislava), s. 83—103.

KANTOR, J. 1957: A^{40} K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. práce, Zpr. 11 (Bratislava), s. 188—199.

MANDÁKOVÁ, K. 1956: Mineralogicko-petrografický rozbor rúd. Záverečná správa a výpočet zásob Prakovce-Grellenseifen — siderit. Manuskript — archív GP. n. p. Spišská Nová Ves.

NITKO—BOCHEŃSKA, J. 1951: Przyczynki do petrografii Gor Hnileckich (Spišsko-Gemerskich). Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego, Krakov, 20,4.

ONČAKOVÁ, P. 1955: Petrografia a petrochémia gemeridnych žúl. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 39, s. 3—44.

ROZLOŽNÍK, O. — GREGULA, P. — HURNÝ, J. 1971: Výskyt fluoritu v gemeridnej žule pri Zlatej Idke. Mineralia Slovaca, 3, 10 (Bratislava-Spišská Nová Ves), s. 154—155.

TAUSON, L. V. — ANFILOGOV, V. N. — KONALENKO, V. I. — KOZLOV, V. D. — KUZMIN, M. I. — TROŠIN, I. P. 1970: Faktory potencionalnoj rudonosnosti gipabisalnych intruzii granitoidov.

VACHTL, J. 1937: Žula od Hnilca ve Slovenském Rudohoří. Sbor. ban. muzea D. Štúra. Sv. 1. Banská Štiavnica.

VARČEK, C. 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Zoš. 46, (Bratislava), s. 107—123.

Geological estimations, criteria and perspectives of Sn-W-Mo mineralization prospection in the Spišsko-gemerské Metalliferous Mountains (Slovakia)

EDUARD DRNZÍK – LÝDIA DRNZÍKOVÁ – KATARÍNA MANDÁKOVÁ

In the axial part of the Spišsko-gemerské Metalliferous Mountains there are in several places, Gemeride granites exposed by erosion, being apparently of the Creataceous age. According to the results of regional gravimetric measurements these are expected to occur even at shallow surficial depths. From the Sn-W-Mo mineralization point of view they were considered as sterile ones till now. By a geochemical prospection of the secondary geochemical field in the area of the Hnilec granites, very conspicuous Sn-W-Me geochemical anomalies as well as some other accompanying elements were found. By verification of one of the five anomalies a Sn-W-Mo mineralization of greisen type withbalance contents mainly of tin was stated. The lithological-geochemical prospection of granites and the positive results of verification of anomalies proved the tin- bearing property of the Gemeride granites, The study of data available and of the reference concerning the wider surrounding area helped to find ait the indirect prospections symptoms ofthis mineralization as an increased Sn content in granites, their intense turmalinazation and fluorization, the presence of cassiterite and stannite in the filling of certain hydrothermal ore veins and some ones. A direct proof of the existence of the Sn-W-Mo mineraliation is the ore occurrence in the Medvedí potok area formed by mineralized apophyses of the Súľová granite body. The perspective of this region is increased by the fact that the apical parts of the Gemeride granites are predominantly covered by the rock mantle in accessible depths and that in the mantle rock here are probably mineralized apophyses of granites, hydrothermal ore veins and irregular bodies of scarn type Sn-mineralization. In the places of apical granite parts exposed by erosion, placer cassiterite accumulation can be expected.

Translated by Ernest Bleho

Geologické predpoklady, kriteriá a perspektívy vyhľadávania Sn-W-Mo mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí (Slovensko)

EDUARD DRNZÍK – LÝDIA DRNZÍKOVÁ – KATARÍNA MANDÁKOVÁ

V osovej časti Spišsko-gemerského rudohoria sú na niekoľkých miestach eróziou odkryté gemeridné granity, zrejme kriedového veku. Podľa výsledkov regionálnch gravimetrických meraní sa gemeridné granity predpokladajú i v neveľkej hĺbke od povrchu. Gemeridné granity sa z hľadiska Sn-W-Mo mineralizácie doteraz považovali za sterilné. Geochemický výskum sekundárneho geochemického poľa v priestore hnileckých granitov zistil veľmi výrazné geochemické anomálie Sn-W-Mo a iných sprievodných prvkov. Overovaním jednej z piatich anomálií sa zistila Sn-W-Mo mineralizácia greisenového typu najmä s bilančným obsahom cínu. Litologicko-geochemický výskum granitov a pozitívne výsledky overovania anomálií dokázali cínonosnosť gemeridných granitov. Analýza faktického materiálu i údaje z literatúry zo širšieho okolia odhalili nepriame vyhľadávacie príznaky tejto mineralizácie, ako je zvýšený obsah Sn v granitoch, ich intenzívna turmanilizácia a fluoritizácia, prítomnosť kasiteritu a stanínu vo výplni niektorých hydrotermálnych žíl a i. Priamym dôkazom existencie Sn-W-Mo mineralizácie je rudný výskyt v Medveďom potoku. Ide o mineralizované apofýzy súľovského granitového telesa. Perspektívu územia zvyšuje skutočnosť, že apikálne časti gemeridných granitov sú v prevažnej miere skryté pod horninami plášťa v dostupnej hĺbke a že v horninách plášťa sú možné mineralizované apofýzy granitov, hydrotermálne žily i nepravidelné telesá skarnového typu Sn mineralizácie. V miestach eróziou obnažených vrcholových častí granitov možno očakávať rozsypné akumulácie kasiteritu.

Mineralia slovaca, 5, 2, 165—174 (1973)

ЗОНЫ ВЫКЛИНИВАНИЯ И НЕФТЕ-ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕНСКОМ БАССЕЙНЕ

ИВАН ПАГАЧ*

Les zones de crain et de l'accumulation du pétrole brut et du gaz naturel dans le bassin Vienneis

Le haut degré de l'exploration du bassin Viennois permet la recherche des gisements du pétrole brut et du gaz naturel liés aux zones régionales des changements lithologiques. D'après les résultats de recherches actuels on les divise en: zone régionale du crain de l'horizon de l'elbe et des calcaires Lithotamnes sujacents, zone régionale de changement du développement de faciès du Baden supérieure et zone du seuil littoral du 8e horizon pannonien. L'article présente la caractéristique, explique la genèse du Baden supérieure et zone du seuil littoral du 8e horizon pannonien. L'article présente la caractéristique, exlique la genèse et explique l'importance de ces zones pour l'accumulation du pétrole brut et du gaz naturel.

Фациальная изменчивость песков и литологическое или стратиграфическое выклинивание участвует в экранировании ловушек у большинства залежей Венского бассейна. Метод разыскивания этих залежей подчинялся почти исключительно структурно-тектоническим факторам, литологические изменения определялись как правило только добавочно в поздней стадии разведки. При этом часто показывалось, что роль фациальной изменчивости является значительной и что позитивными являются главным образом те пески, у которых структурное экранирование дополняется, выклиниванием или замещением пласта коллектора глинами.

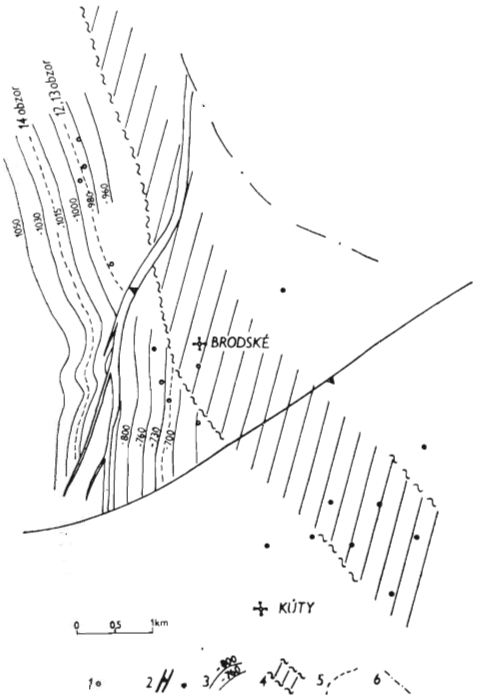
Структурно-тектонические факторы применялись как главный критерий тоже при всех региональных рассуждениях об перспективности отдельных частей Венского бассейна. По-этому даже при большой степени разведанности этого района, остаются перспективные площади, которые могут быть источником приростов запасов. При поисках залежей здесь нужно провести коррекцию методов, которые исходят из приоритета структурного фактора. Надо попытаться разыскать региональные зоны фациальных изменений или выклинивания песков.

Принимая во внимание структурные условия нужно потом уточнить перспективные площади для поисковой разведки. Такой подход возмо-

* Ing. Ivan Pagáč, Nafta, n. p., 69530 Gbely, okr. Senica

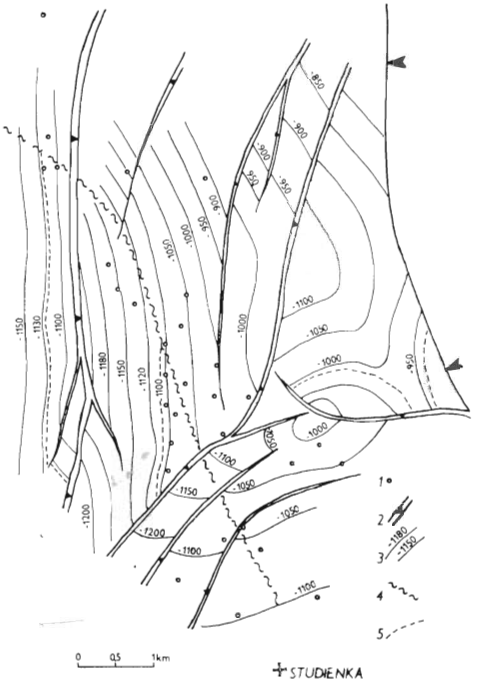
жен благодаря множеству информаций, которые в Венском бассейне имеются. Высокая степень разведанности структурных выступов и тектонических перекрытий делает такой-то приступ неизбежным.

В бадене и паноне можно с уверенностью выделить интервалы осадков неогена, где литологические изменения, или выклинивание имеют региональный характер. Это в первой очереди: лабский горизонт в бадене и рифогенные известняки над его кровлей, далее пески зоны боливино-булиминовой и интервал базальных пластов панона (8-ой панонский горизонт).



Фиг. 1 Структурная карта по кровле лабского горизонта месторождения Бродске
1. Скважины определяющие зону выклинивания лабского горизонта
2. Сбросы
3. Изолинии кровли лабского горизонта
4. Зона выклинивания лабского горизонта
5. Граница выклинивания зоны агглютинанций
6. Контуры нефтяных залежей

Abb. 1. Strukturkarte der Oberfläche des Láb-Horizontes der Fundstelle Brodské.
1 — Die Auskeilungszone des Láb-Horizontes bestimmende Bohrungen, 2 — Verwerfungen, 3 — Strukturlinien der Oberfläche des Láb-Horizontes, 4 — Auskeilungszone des Láb-Horizontes, 5 — Grenze der Auskeilung der Sandschaler-Zone, 6 — Konturen der Erdöl-Lagerstätten.



Фиг. 2 Структурная карта по кровле лабского горизонта месторождений Студенка и Завод
1. Скважины, определяющие зону выклинивания
2. Сбросы
3. Изолинии кровли лабского горизонта
4. Граница выклинивания
5. Контуры нефтяных зележей

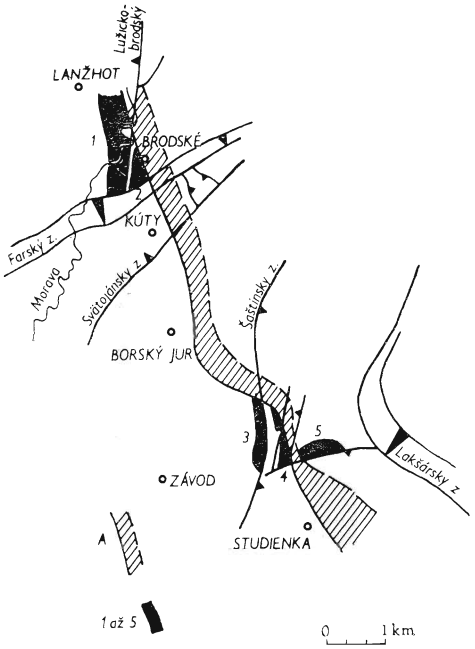
Abb. 2. Strukturkarte der Oberfläche des Láb-Horizontes des Fundstellen Studienka und Závod.
1 — Die Auskeilungszone bestimmende Bohrungen, 2 — Verwerfungen, 3 — Strukturlinien der Oberfläche des Láb-Horizontes, 4 — Stirn der Auskeilung, 5 — Konturen der Erdöl-Lagerstätten.

Лабский горизонт среднего бадена

Возможностью разыскивания накоплений нефти, приуроченных к выклиниванию лабского горизонта занимается М. Моржковски (1961). Он экстраполировал фронт выклинивания в области залежи Бродске на возышенное крыло лужицко-бродского сброса (рис. 1).

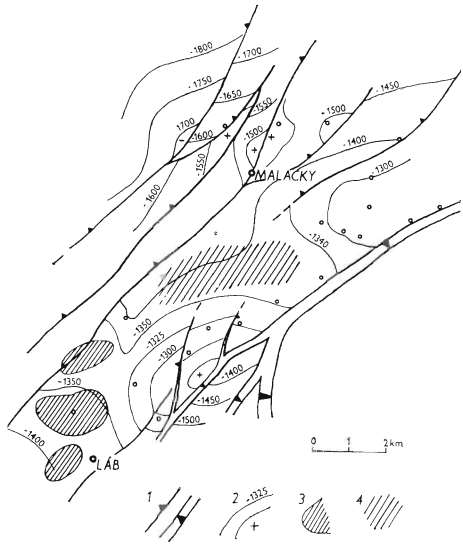
Правильность этих заключений была подтверждена разведкой открытием залежи в найболее низком положении южного конца годонинско-гбелского горста.

Другие данные о выклинивании лабского горизонта были приобре-



Фиг. 3 Зона выклинивания лабского горизонта
1. Залежь Бродске, опущенный блок
2. Залежь Бродске, поднятый блок
3. Залежь Завод
4. Залежь Студенка СЗ
5. Залежь Студенка — полуантиклиналь

Abb. 3. Auskeilungszone des Láb-Horizontes. A — Auskeilungszone. 1 — Lagerstätte Brodské, abgesunkene Scholle, 2 — Lagerstätte Brodské, Hochscholle, 3 — Lagerstätte Závod, 4 — Lagerstätten Studienka NW, 5 % Lagerstätte Studienka, Halbgewölbe.



Фиг. 4 Структурная карта по кровле лабского песка области Лаб — Малацки
1. Сбросы
2. Изолинии кровли лабского песка
3. Рифи литотамниевых известняков
4. Область возможного существования рифов

Abb. 4. Strukturkarte der Oberfläche des Sandes von Láb in dem Gebiet Láb—Malacky. 1 — Verwerfungen, 2 — Strukturlinien der Oberfläche des Sandes von Láb, 3 — Klippen von Lithothamnienkalken, 4 — mögliche Vorkommen von Klippen.

тены разведкой на поднятиях Завод и Студенка-СЗ (К. Билек 1966) (рис. 2). С точки зрения характера экранирования этих ловушек, залежи Бродске, Завод и Студенка-СЗ составляют самостоятельную группу с некоторыми общими чертами. Скопления нефти здесь обусловлены местным замещением песка глинами на моноклинале, где структурное экранирование имеет лишь второстепенное значение. Возникновение ловушек приурочено к местам, где линию выклинования пересекают тектонические нарушения. Таким образом возникает комбинированое литологическо-тектоническое экранирование, причом тектоническое экранирование с исключением залежи Завод, играет только второстепенную роль.

Информацию об выклинивании лабского горизонта пополняют данные из кутской впадины (К. Билек 1972), где этот песок выклинивает в области скважины Куты-6.

В просторе между Ланжготом и Студенкой таким образом мы имеем 3 опорных почек, где из анализа карт изопах и результатов грубинного бурения была выявлена зона выклинивания и определено ее направление. Из тождественности общих черт и направления этой зоны в детально разведанных областях и из обстаятельства, что все данные об выклинивании поразительно точно накладываются на одну линию, возможно реально предполагать, что здесь существует непрерывная региональная полоса, пересекающая всю словацкую часть Венского бассейна на расстоянии 30 км. Эта полоса простирается в северозападном направлении от Студенки и проходит через Борски Юр, Куты, Бродске к Ланжготу (рис. 3).

Характерной чертой этой зоны является то, что она не зависит от простирания бродского и шаштинского токтонических нарушений. Это есть в согласии с общепринятым взглядом, что эти нарушения молодого возраста (М. Длабач 1958). В. Шпичка хотя и не согласен с взглядами на спокойное безразрывное осадкообразование в нижей части среднего бадена, но в случае бродского и шаштинского нарушений он определяет их существование только от боливиновой зоны. При этом указывает на их северноюжное направление, как типичное для нарушений, возобновленных только в плиоцене и нарушающих баден эпигенетически.

Выделенная нами зона выклинивания лабского горизонта согласна по направлению и месту положения со склоном консолидированнсто лакшарско-поддворовского поднятия (В. Шпичка 1966). В картах мощностей отдельных частей среднего бадена эта единица характерна равномерным нарастанием мощности отложений от СВ к ЮЗ. Во время седиментации она является краевым, моноклинально-упадывающим блоком, по которому постепенно расширалась трансгрессия среднего бадена с характерным лабским горизонтом на его основании.

В области Бродске и Завод лабский горизонт составляют три главные пески, которые взаимно изолированы глинистыми прослоями. В обоих случаях выклинивание является постепенным и начинается снизу вверх. Самый верхний песок имеет наибольшую площадь расширения.

Это проявление постепенной ритмичной трансгрессии среднего бадена. По данным микробиостратиграфического анализа, который сделал для

лабского горизонта заводского месторождения Р. Ирржичек, трансгрессия развивается в краснцветной серии (жижковской), где преобладающей является пресноводная седиментация. Пески, отвечающие лабскому горизонту над ее кровлей содержат фауну характерную для литоральной фации. Прослои пелитов, которые разделяют отдельные пески, опять являются пресноводными и представляют продукт временного поднятия над уровень воды.

После отложения самого верхнего песка лабского горизонта солоноватая фауна замещается морской и всю зону выклинивающихся песков перекрывают пелиты зоны агглютинанций. На ее основании отлагаются при новых побережных линиях пески, которые тоже приурочиваем к лабскому горизонту. Но они не являются во времени изохронные к пескам приводимой зоны выклинивания.

Это представление находится в согласии с определением В. Шпички (1966), который обратил внимание на то, что лабский горизонт в репрессионных и антиклинальных зонах не является стратиграфически эквивалентный. Надо учитывать, что пески на поднятиях являются эквивалентом более высоко уложенных пелитов депрессий.

Трансгрессия среднего бадена поэтому должна была произойти в двух фазах. Позиция региональной зоны выклинивания лабского горизонта на линии Бродске — Студенка выделяет границу наступления воды в первой фазе. Базальные детриты среднего бадена в восточном направлении от этой линии являются продуктом второй — конечной фазы расширения седиментационного пространства.

Рифогенные известняки

Над кровлей лабского горизонта на склоне поднятия Лаб залегают тела массивов рифогенных известняков. М. Длабач (1971) доказал подробным анализом условий их залегания, что они по времени соответствуют уже пелитам зоны агглютинаций в депрессиях, мощность которых над рифовыми массивами снижается. М. Длабач этим подтвердил взгляды К. Билека (1966).

Возникновение рифогенных известняков в процесс образования седиментационного простора среднего бадена определяет период относительного тектонического покоя, когда в области прибрежной платформы интенсивность погружения была удовлетворительная для скорости растения рифообразующих организмов. М. Длабач (1971) указывает на домоделирование рифов эрозией, то есть на относительное отступление моря после их отложения. Потом следует погружение и перекрытие известняков пелитами зоны аглутинанций. Здесь мы опять встречаем проявление двухфазного развития трансгрессии среднего бадена.

С точки зрения местных условий возникновения литотамниевых рифов является явным и бесспорным их отношение к лабскому структурному выступу. До сих пор известные известняковые тела лежат при его западном подножье в диапазоне структурных линий — 1350 и — 1400 м по кровле лабского горизонта. Одновременно строение кровли лабского горизонта в месте развития известняков отличается плоским — почти горизонтальным уложением. Это отношение не может быть случайным. Хотя мы и не отрицаем изменений строения в младших стадиях разви-

тия, и в том случае можем настоящую изометрию а также характер строения залежи считать факторами, которые в большой степени отражают батиметрические условия во время нарастания рифов. С другой стороны нам это служит руководством, которое разрешает выделить перспективные площади для разыскивания новых рифовых выступов.

Приуроченность фации литотамниевых известняков к определенной стадии развития седиментационного пространства и их отношение к структурному строению лабского поднятия, дает таким образом определенные возможности к разыскиванию продолжения рифов как фациальной зоны. Является вполне вероятным, что подходящие условия для возникновения этих формаций существовали тоже при северном склоне поднятия Лаб, где бы было можно обнаружить другие тела с подобным значением для скопления углеводородов, как в области находящиеся в западном направлении от вершины этого поднятия. Имеется ввиду территория с аналогичным характером строения и с аналогичной глубиной залегания поверхности лабского горизонта как в области известных рифов.

Пески верхнего бадена — зоны боливиновой

Пески боливиновой зоны верхнего бадена являются коллектором залежей природного газа на месторождениях Лаб и Студенка. Скопления газа здесь исключительно приурочены к выклиниванию песков. На обоих месторождениях развитие песков привязывалось к локальному структурному поднятию, как выклинование на его склоне.

Р. Иржичек (1972) вносит в проблематику закономерности развития песчанности верхнего бадена новый элемент. Он выделяет для верхнего бадена батиметрические зоны характерные типичными микропалеонтологическими обществами. Отдельные развития по площади взаимно замещаются на линиях, которые возможно относительно хорошо прослеживать благодаря плотной сети скважин в целом пространстве от чехословацкой границы в области Высока до области Студенка, где баден кончается на лакшарском нарушении. Сравнение выделенных батиметрических зон с фациальным развитием дает картину очень хорошего согласия. Зона, обозначенная как неритовая отвечает чисто пелитической фации, сублиторальная и мелководная неритовая зоны отвечают фации перехода, где проявляются выклинивающиеся пески верхнего бадена. Литоральная зона согласуется с типичной сильно песчанной фацией знакомой под названием „роталиовый тортон".

С точки зрения газоносности является важным размещение выделяемых фациально-батиметрических зон в пространстве. Неритовая зона представляет узкую, но непрерывную полосу, приуроченную к восточным склонам лабско-студенской полосы поднятий. Своим простиранием отвечает зогорско-плавецкой впадине. Кроме этой полосы выделяется еще на ограниченном пространстве при западном склоне поднятий Высока и Лаб.

Мелководная неритовая зона ограничивает на западе в узком поясе предшедствующую зону и является переходом в песчанное развитие верхнего бадена, который потом занимает всю остальную часть Венского бассейна.

До сих пор была сделана только единственная попытка для решения фациальных проблем верхнего бадена в работе М. Длабача (1971). Он на основании исследования палеогеографических и палеоседиментационных условий в боливиновой зоне области Бродске определил основные закономерности генезисса песков, изменчивости их мощностей и латеральной изменчивости фации. В боливиновой зоне это касается главным образом песков, которые связаны с понижением уровня воды. Признаки, по которым было бы можно выделить прибрежные пески, являются только единичными. Изменчивость мощностей связана с переменной интенсивностью движения дна и с подниманием или погружением материка. Этим было обусловлено накопление детритического материала в бассейне.

Приводимая характеристика действительна для всей территории бассейна с развитием литоральной фации. Образование нелитической фации при восточной окраине бассейна обясняется седиментацией в окраине впадины, где седиментационный режим был обусловлен глубиной воды. Режим в остающей части седиментационного пространства, предопределенный плоским дном и мелкими водами, разрешал сортирование материала и скопление песков в объеме отвечающем субсиденции. В интервалах или областях с большей скоростью погружения отлагались пелиты, которые чередуются с песками.

Подобное распределение фаций не является в альпийских бассейнах одиночным явлением. Аналогичные условия описывает в Каспийском море В. М. Страхов (1950). Здесь тоже наблюдаются в широких областях северной части Каспия песчаные отложения обусловленные мелкой водой. В южной более глубокой части отлагаются пелиты и доходят вплоть до горного побережья. Подобные явления наблюдаются в Черном море, где на широком шельфу между Севастополем и Варной отлагаются пески. Вдоль Кавказа и среднеазиатского побережья тонкие пелиты достигают почти побережья.

Основную роль при возникновении скоплений углеводородов имеет факт, что пелитическое развитие верхнего бадена выделяется в узкой полосе вдоль края Малых Карпат.

Из региональной точки зрения занимает эта фация найболее высокую структурную позицию в более молодых этапах развития бассейна и представляет таким образом боковое экранирование обширного аккумуляционного резервуара, представленного литоральной фацией песков верхнего бадена. С эрой точки зрения является переходная зона перспективной для возможной аккумуляции нефти и газа. Эти рассуждения опираются естественно на тот факт, что аккумуляции в областях Лаб и Студенка действительно находятся в этой переходной зоне. Выклинивание песков здесь не связано только с местными поднятиями, но имеет региональный характер. Это создает предпосылки для ведения разведки во всей полосе между поднятиями Лаб и Студенка, в основном в области так называемых Леварских поднятий.

Базальные слои панона — 8 панонский горизонт

Одна из найбольших залежей природного газа Венского бассейна приурочена к линзовидному телу 8-го панонского горизонта в области

Сухоград. На очень коротком расстоянии здесь наблюдается такое резкое изменение мощностей, что песок мощностью 80 м переходит в пелиты. Долгое время не удавалось установить закономерность возникновения тела такового типа. Только дополнительная разведка, которая пыталась решить неясности в материальном балансе газа в залежи, обнаружила почти строго прямолинейный характер ЮВ границы выклинивания песка. В ЮЗ продолжении сухоградской линзы было обнаружено подобное тело 8-го панонского горизонта на австрийской территории в области Галлесбрунн, которое находится на одной линии с Сухоградом. В настоящее время считаем весьмо правдеподобным, что местное увеличение мощностей базального панонского горизонта обусловленно отложением песчаного вала в прибрежной зоне каспибракического озера. Исходя из этого можно реально предполагать существование подобных линзовидных тел в СЗ направлении от сухоградской залежи.

На этих рассуждениях основано детальное решение фациальных условий 8-го панонского песка, сделаное в настоящее время К. Билек (1972). Его выводы сделали возможным начать разведку газоносности области Сухоград—Гаяры.

Заключение

Перспективность существования скоплений нефти и газа приуроченых к зонам регионального фациального или стратиграфического выклинивания коллекторов, создает в Венском бассейне возможность определенного оживления разведки. Вместе с тем возникает необходимость решать весьма сложные геологические задачи. В различие от существующего по настоящее время направления, необходимо более интенсивно ориентировать исследования на анализ палеоседиментационных условий. Ценным методом для такой работы являются детальные биостратиграфические и биофациальные исследования. Большой простор остается также для структурной геологии. В ее возможностях находится решение отношений между геологическим строением и фациальным развитием. Сочетание структурных и фациальных анализов позволяет выделить перспективные площади для разведки.

В настоящей работе предложены некоторые мысли, опирающиеся на интерпретацию результатов полученных в течение длительного периода разведки структурных поднятий в неогене Венского бассейна. Дальше последуют подробные комплексные геологические работы, целью которых является конкретное решение проблем аккумуляции нефти и газа. Кроме исследования указанных стратиграфических интервалов необходимо будет обратить внимание и на подобную проблематику в сармате и карпате. Полученный методический опыт сделает возможным заниматься этой проблематикой и в остальных наших неогенных бассейнах.

Перевод: Дорда
Поступила: 22. 11. 1972
Рецензия: М. Длабач

Геологический отдел Нафта, н. п. Гбелы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

Bílek, K. 1964: Geologická stavba elevační struktury Studienka. Geologické práce, Zprávy 33 (Bratislava), str. 109—123.
Bílek, K. 1966: Výpočet zásob ložiska Závod. Manuskript — Geofond, Bratislava, 65 str.
Bílek, K. 1966: Výpočet zásob ložiska Láb. Manuskript — Geofond, Bratislava, 58 str.
Bílek, K. 1972: Plynové ložisko v kútském příkopu. Mineralia Slovaca, (Bratislava), roč. IV., č. 14, str. 5—14.
Bílek, K. 1972: Nové poznatky o stavbě plynového ložiska Suchohrad — Gajary, (Bratislava), Mineralia Slovaca, v tlači.
Dlabač, M. 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu čs. části Vídeňské pánve. Prác ústavu pro naftový výskum (Brno), XI, publ. 42, str. 126.
Dlabač, M. 1971: Dvě studie o sedimentaci v bádenu (tortonu) Vídeňské pánve na Slovensku. Geologické práce, Správy 56, (Bratislava), str. 89—108.
Jiříček, R. 1972: Vztah mezi tektonikou a paleogeografií v neogénu karpatských pánví, (Bratislava), Mineralia Slovaca. V tlači.
Mořskovský, M. 1961: Naftové ložisko litologického typu Brodské. Geologické práce, Zprávy 39, (Bratislava), str. 119—124.
Stracov, V. M. 1950: K poznaniu zákonitostí a mechanizmu morskej sedimentácie II. Kaspické more. Izvestia akademie nauk SSSR, (Moskva), séria geol. č. 1, str. 80—95.
Špička, V. 1966: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. Rozpravy ČSAV, Řada matematických a přírodních věd, (Praha), roč. 76, sešit 12, 116 str.

Zonen des Auskeilens und der Akkumulation von Erdöl und Erdgas in dem Wiener Becken

IVAN PAGÁČ

In der gegenwärtigen Etappe der Erkundung von Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten in dem Wiener Becken steht im Vordergrund das Problem der Auffindung von lithologisch begrenzten Lagerstätten. Zu ihrer Erkundung reicht eine Analyse der strukturell-tektonischen Verhältnisse nicht aus. Es müssen hauptsächlich die paläogeographischen und paläosedimentären Gesetzmässigkeiten gelöst werden.

Von den Resultaten der bisherigen Erkundung ausgehend, kann als Zone des regionalen Auskeilens, die Auskeilungszone des Láb-Horizontes auf die Linie Studienka — Borský Jur — Brodské — Lanžhot (Abb. 1, 2, 3) bezeichnet werden. Dies wird durch Erkenntnisse ermöglicht, die an den Fundstellen Brodské, Závod und Studienka NW gewonnen wurden. Die auskeilenden Sande des Láb-Horizontes werden als Produkt der Küstensedimentation während der ersten Phase der Transgression des mittleren Badens charakterisiert. An den Stellen der Kreuzung der definierten Auskeilungszone mit tektonischen Linien entsteht die Möglichkeit einer Abdichtung der Akkumulationen von Erdöl.

In dem oberen Baden wird auf Grund von mikrostratigraphischen Forschungen die regionle Zone des Überganges der sandigen Litoralfazies in Pelite des tieferen Neritikums in einem Streifen bestimmt, welcher annähernd an die Grenze der Elevationszone von Láb — Studienka und den Graben von Lozorno — Zohor gebunden ist. Mit der Existenz dieser Zone sind Akkumulationen von Erdgas in den auskeilenden mittelbadenischen Sanden auf den Fundstellen Studienka und Láb verbunden. Die Faziesveränderung wird durch das unterschiedliche Regime der Sedimentation in der randnahen Depression entlang der Kleinen Karpaten erklärt. Eine Existenz der angeführten Zone indiziert die Möglichkeit des Vorhandenseins von Erdgas-Akkumulationen ausserhalb der Grenzen der Strukturen von Láb und Studienka.

In dem Pannon des Gebietes von Suchohrad — Gajary wird die örtliche Mächtigkeitszunahme des 8. pannonischen Horizontes als Produkt der Sesimentation unter Bedingungen eines Küstenwalls interpretiert. Es besteht die Möglichkeit einer Fortsetzung von linsenförmigen Körpern nach NO von der Lagerstätte Suchohrad.

Übersetzt von L. Osvald

Zóny vykliňovania a akumulácie ropy a plynu vo Viedenskej panve

IVAN PAGÁČ

V súčasnej etape prieskumu ložísk ropy a zemného plynu vo Viedenskej panve vystupuje do popredia problém vyhľadávania litologicky ohraničených pomerov. Pri ich prieskume nestačí analýza štruktúrne tektonických pomerov. Treba riešiť hlavne paleogeografické a paleosedimentárne zákonitosti. Podľa výsledkov doterajšieho prieskumu sa vyčleňujú: regionálna zóna vykliňovania lábskeho obzoru a litotamniových vápencov v jeho nadloží, regionálna zóna zmeny faciálneho vývinu vrchného badenu a pásmo príbrežného valu 8. panónskeho obzoru.

Zóna regionálneho vykliňovania lábskeho obzoru sa vyčleňuje v líniii Studienka — Borský Jur — — Brodské — Lanžhot. Umožňujú to poznatky získané na náleziskách ropy Brodské, Závod a Studienka SZ. Na uvedenej línii máme takto tri pevné body. Z rozboru máp mocností a vrtne overeným vyklinením lábskeho obzoru sa v nich určuje existencia a smerová orientácia zóny vyklinenia. Všetky tieto údaje sa nápadne radia do jednej línie (obraz 3).

Vykliňujúce piesky lábskeho obzoru sa charakterizujú ako produkt predbežnej sedimentácie v prvej fáze postupnej, rytmickej transgresie stredného badenu. V miestach kríženia definovanej zóny vyklinenia s tektonickými líniami vzniká možnosť utesniť akumulácie ropy.

V nadloží lábskeho obzoru na svahu štruktúry Láb ležia telesá litotamniových vápencov. Ich vznik v procese vytvárania sa sedimentárneho priestoru stredného badenu vyznačuje obdobie relatívneho tektonického pokoja, keď v oblasti príbrežnej plošiny intenzita poklesu vyhovovala rýchlosti rastu vápenatých rias.

Z hľadiska lokálnych podmienok vzniku litotamniových útesov je nápadný ich vzťah k elevačnej stavbe lábskej štruktúry. Doposiaľ známe vápencové telesá ležia pri jej západnom úpätí v rozmedzí izolínií hĺbok — 1350 až —1400 m. Súčasne sa stavba povrchu lábskeho piesku v mieste vývoja vápencov charakterizuje plochým, takmer horizontálnym uložením.

Spätosť fácie litotamniových vápencov s konkrétnou vývojovou fázou vzniku sedimentačného priestoru a ich vzťah k elevačnej stavbe lábskej štruktúry dáva určité možnosti hľadať pokračovanie útesov ako faciálnej zóny. Je veľmi pravdepodobné, že pre vznik týchto útvarov existovali vhodné podmienky tiež pri severnom svahu elevácie Láb, kde by bolo možno objaviť ďalšie telesá s podobným významom pre akumulácie živíc ako v priestore západne od lábskeho vrcholu (obr. 4).

Vo vrchnom badene sa na podklade mikrobiostratigrafických výskumov určuje regionálna zóna prechodu piesčitej litorálnej fácie známej pod pojmom „rotáliový tortón" do pelitov hlbšieho neritika v pásme viazanom zhruba na hranicu lábsko-studienskeho elevačného pruhu a lozornsko-zohorskej priekopy.

Z hľadiska plynonosnosti je dôležité priestorové rozloženie týchto faciálne-bytymetrických zón. Neritická zóna tvorí úzky, avšak súvislý pruh pozdĺž dnešného okraja. Na západnej strane ju v úzkom pruhu lemuje plytká neritická zóna, ktorá tvorí jej prechod do piesčitého vývoja vrchného badenu. Ten potom zaujíma celú zostávajúcu časť Viedenskej panvy.

Vznik pelitickej fácie pri východnom okraji panvy si vysvetľujeme sedimentáciou v priokrajovej priekope, kde režim sedimentácie podmienený hlbkou vody umožňoval ukladanie pelitov. Režim v celej zostávajúcej časti sedimentačného priestoru, podmienený plochým dnom a plytkými vodami, umožňoval triedenie materiálu a akumuláciu pieskov v objeme zodpovedajúcom subsidencii.

S týmto rozložením fácií sa spájajú akumulácie plynu vo vykliňujúcich pieskoch stredného badenu na náleziskách Studienska a Láb. Zistené zákonitosti dávajú možnosť riešiť akumulácie zemného plynu aj mimo hranice týchto štruktúr.

V panóne oblasti Suchohrad—Gajary sa interpretuje miestne zlepšenie mocnosti 8. panónskeho obzoru ako produkt sedimentácie v podmienkach príbrežného valu. Ukazuje sa možnosť pokračovania šošovkovitých telies na severovýchod od ložiska Suchohrad.

Mineralia slovaca, 5, 2, 175—188 (1973)

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОГРАД—ГАЯРЫ

КАМИЛ БИЛЕК*

De nouveaux faits acquis sur la structure du gisement de gaz naturel de Suchohrad — Gajary dans la Slovaquie de l'Ouest

La gisement de gaz naturel dans l'horizon basaltique pannonien près de Suchohrad et Gajary mis en exploitation en 1960, avait déjà donné une quantité de gaz bien plus grande que celle exprimée par le calcul de stock en utilisant la méthode de volume avant son exploitation. Son stock est exploité d'une autre partie du gisement qui n'a pas été encore découverte. En vue de sa détermination, l'étude de la structure géologique et de la formation de l'horizon basaltique avait conduit à l'établissement des conditions de sa sédimentation sur la base du Pannonien ainsi que des conditions de son extension dans le voisinage plus large du gisement. Cette étude avait servi pour la préparation des documents géologiques qui permirent l'effectuation des travaux d'investigation de la partie du gisement inconnue et sa mise en exploitation.

Введение

Газ находится в верхней части фациально изменьчивого песчанистого горизонта на базе панона. Песчанистый горизонт в некоторых местах имеет значительную мощность, но на коротком расстоянии его мощность быстро уменьшается до полного исчезновения. В сухоградской залежи развиты две песчанистые линзы взаимно соединенные песчанистой перешейкой и ограниченные на юговостоке линией замещения песков глинами. Дальнейшие песчанистые линзы с накоплением газа находятся под Гаярами.

Вычисленные запасы залежи, которая была ограничена разведочным бурением, были уже добыты и вместе с остающимися запасами далеко превышают известный эффективный объем порового пространства сухоград-гаярской залежи. Это несогласие между объемом залежи и запасами можно объяснить только тем, что добывается газ из дальнейшей части залежи, находящейся за до сих пор установленной границей залежи. Из этого вытекает, что при разведочном бурении не была залежь полностью оконтурена.

Так как залежь находится в фациально неустойчивом песчанистом

* RNDr Kamil Bílek, CSs., Nafta, n. p., 69530 Gbely, okr. Senica.

горизонте на базе панона, который формировался в особых палеогеологических условиях осадконакопления, был выбран особый метод анализа, основанный на установлении соотношений горизонта к подстилающим и перекрывающим породам. Этот метод можно было применить, так как районы сухоград-гаярский и малацко-якубовский значительно разведаны глубоким бурением. С целью изучения структурных форм, на которых произошло осадконакопление базального панонского горизонта, было изучено строение высшей части сармата во всей указанной области, были построены структурные карты верхней границы второго сарматского горизонта и границы сармат-панон и из этих карт было установлено соотношение между осадконакоплением горизонта, его распространением и рельефом сарматских пород. Также было изучено соотношение между панонскими вышележащими отложениями и линзовидным строением и увеличением мощности горизонта при помощи структурной карты устойчивого вышележащего панонского горизонта. Таким образом было изучено отношение горизонта к подстилающим и перекрывающим породам, реконструированы палеогеологические условия осадконакопления горизонта и были объяснены причины его литологического ограничения и дальнейшего распространения вне разведанного сухоград-гаярского района (К. Билек 1972).

На основании этого анализа была построена новая структурная карта верхней границы базального панонского горизонта, на который было интерпретировано расширение панонского горизонта и газовой залежи вне их современного контура. Для построения этой карты (рис. 4) были впервые использованы сейсмические профили, проведенные методом общей глубинной точки. Помощью этого геологического анализа были получены данные для возобновления разведки глубоким бурением и для открытия экономически эффективных запасов газа.

Перечень проведенных работ

Первые данные о геологическом строении панона в районе Сухоград—Гаяры—Якубов—Малацки были получены помощью мелкого структурного бурения (В. Цилек 1955, И. Яначек 1952, 1955), которым были обнаружены два структурных поднятия на северовосток от Сухограда и дальнейшее поднятие под Гаярами. Структурные поднятия были разведаны глубокими скважинами, которыми были на структурах Якубов и Сухоград—Гаяры (К. Билек 1956, 1959, 1960) открыты газовые залежи в сармате и в паноне. Из открытых залежей крупнейшей является сухоградская залежь, запасы которой находятся в базальном панонском горизонте.

Сухоград—гаярская залежь ограничена на западной и северозападной стороне законтурной водой и на юговосточной сторонелинией замещения песков глинами. Северовосточное ограничение залежи предполагалось на основании уменьшения мощностей горизонта в скважинах и его выклинивания. Строение горизонта интерпретировалось как фациальная изменчивая масса песков с двумя сводами на северовосток от Сухограда и с дальнейшим сводом в районе под Гаярами. Эти своды отвечают поднятиям, установленным структурным бурением.

Добыча газа из залежи началась в 1960 г. и запасы газа, вычисленные по объемному методу (К. Билек 1960) были уже извлечены. Ввиду того, что понижение давления и передвижение законтурной воды втечение добычи не отвечали добытому количеству газа, был осуществлен

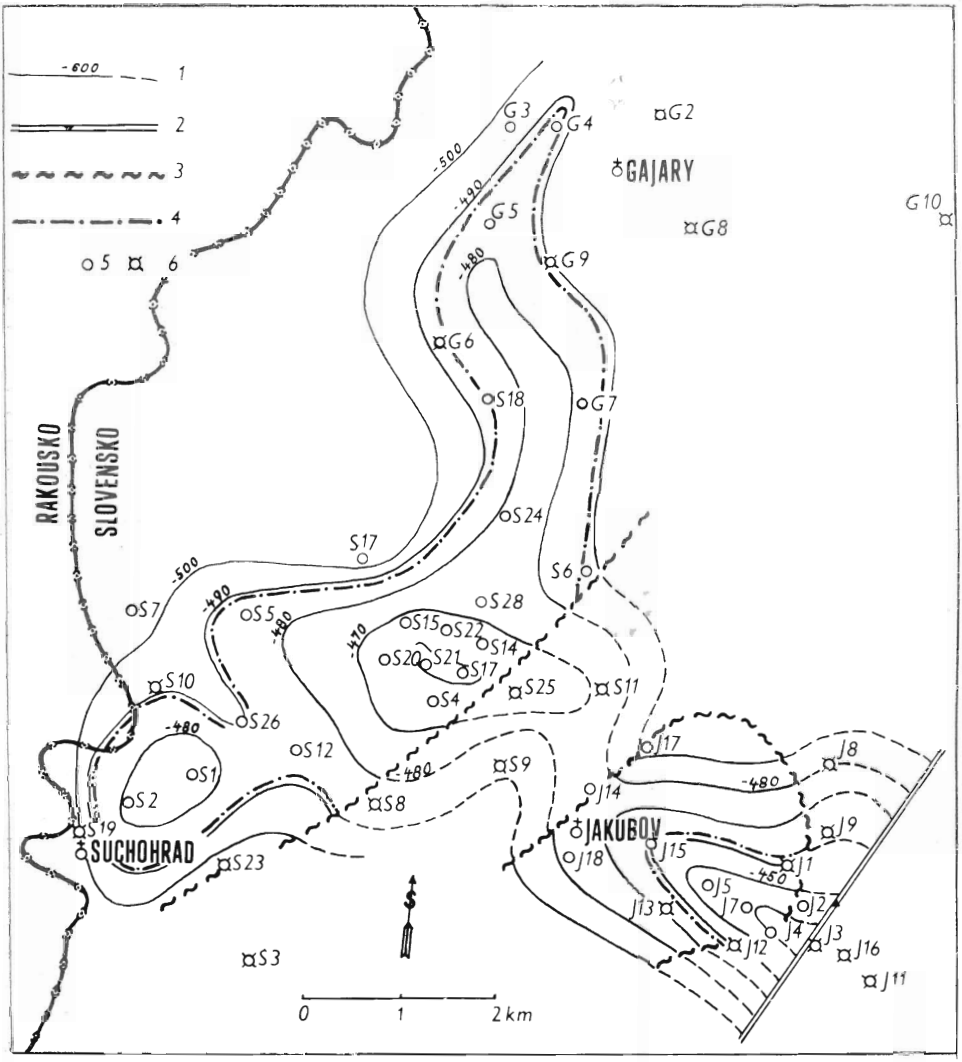


Рис. 1 — Структурная карта верхней границы газового горизонта на базе панона залежей Сухоград—Гаяры—Якубов.
1 — структурные изолинии, 2 — сброс, 3 — линия замещения песков глинами, 4 — контур газ-вода, 5 — газовая скважина, 6 — горизонт в скважине замещен глиной.

Abb 1. Strukturkarte an der oberen Grenze des Erdgas-Horizontes an der Basis des Pannons der Lagerstätte Suchohrad — Gajary — Jakubov. 1 — Strukturlinie, 2 — Verwerfung, 3 — Übergangslinie der Sande in Pelite, 4 — Grenze Gas/Wasser, 5 — positive Sonde, 6 — negative Bohrung.

подсчет запасов методом материалового баланса и были вычислены существенно более высокие запасы газа. Из этого был сделан вывод, что залежь должна иметь больший объем и более высокую пористость, как предполагалось в первоначальном подсчете запасов (О. Дорда — Я. Вичанек 1966, В. Главаты — А. Олекса 1970, О. Дорда 1972).

Скважины, которые были пробурены, наоборот уменьшили площадь залежи и увеличили противоречие между вычисленными запасами и известным объемом. Это привело к убеждению, что газ добывается из большей залежи, значительная часть которой до сих пор не была открыта.

Газовая залежь

Общая мощность песков на базе панона очень изменьчивая. В сухоградской области мощность увеличивается в районе деревни до максимальной мощности 120 м и далее на северо-восток мощность песчанистых пластов достигает 87 м. Обе линзы соединены пластом, общая мощность которого не превышает 10 м. Увеличение мощности в гаярском районе достигает максимальной границы 40 м. В целом сухоград-гаярском районе мощность уменьшается в направлении к восточным окраинам горизонта. Это уменьшение мощности и с этим связанная обводненность горизонта в скважинах в гаярском районе привело к заключению, что горизонт в восточном направлении выклинивает. На основании этих предпосылок было конструировано восточное ограничение залежи (рис. 1).

Обе сухоградские линзы песков в юговосточном направлении без признаков постепенного уменьшения сразу исчезают и как показывают остатки горизонта на кривой ПС в каротажных материалах скважин за линией замещения песков глинами, уменьшается пористость и проницаемость и горизонт на каротажных диаграмах проявляется низким сопротивлением. Эта линия почти прямая и имеет югозапад-северовосточные направление.

Газ накоплен в высших частях песка выше структурной отметки — 490 м. Максимальная эффективная мощность газовой части 31 м находится в линзовидном горизонте в северовосточном направлении от Сухограда вблизи линии замещения песков глинами, которая представляет юговосточное ограничение залежи. Пласты уклоняются в общем в югозападном направлении и таким образом ограничение залежи представляет контур газ-вода. Согласие данных о давлении и его понижение в течение добычи газа из сухоградской и гаярской залежей обусловило конструкцию структурной карты залежи в форме указанной на рис. 1.

Эта структурная карта изображает верхнюю границу фациально изменьчивого горизонта, строение которого особенно в гаярском районе, учитывая меньшую плотность скважин и не изученное отношение сарматских газовых горизонтов к тектоническим нарушениям, скорее схематическое. Также восточное ограничение залежи не подтверждено однозначно.

В течение добычи понизилось первоначальное пластовое давление

с 67,2 ата в 1960 г. на 41,5 ата в 1972 г. В течение 12 лет было добыто большее количество газа, как были первоначально вычисленные и позднее после исправления площади и параметров перечисленные запасы газа. Остальные запасы, которые отвечают пониженному пластовому давлению, являются пока не добытыми. В процессе добычи переместился контакт подстилающей и законтурной воды приблизительно на 6 м вверх.

Этим передвинулся контур залежи, часть залежи обводнилась и уменьшилась ее площадь. Обводнение продвигается с запада. Наоборот на северовостоке замечается разность давлений, которая проявляется в скважине Г 7 в течение добычи более высоким давлением на 5 ата.

Указанные проблемы были решены в работе (К. Билек 1972), результатом которой является интерпретация структурного и тектонического строения залежи и особенно ее до сих пор неизвестной части.

Возникновение и строение горизонта

Возникновение базального панонского песчанистого горизонта связано со структурными условиями осадконакопления во время панонской трансгрессии на сарматский рельеф. Эти условия обусловливают его фациальную изменьчивость. Для установления этих условий были интерпретированы структурное строение и тектоника в конце сармата, так как возникновение и распространение горизонта связано со структурными формами сарматского рельефа.

Горизонт находится кроме сухоград-гаярского района, также на якубовском поднятии, но отсутствует за редкими исключениями в лабско-малацкой полосе. В сухоград-гаярском районе существовали особые условия, при которых произошло осадконакопление горизонта.

Строение сармата до панонской трансагресии показано на структурной карте второго сарматского горизонта (рис. 2). Его строение существенно отличается от строения базального панонского горизонта, указанного на структурной карте (рис. 1). Кроме якубовского сброса, с которым связаны полуантиклинальные структуры Малацки и Якубов были обнаружены дальнейшие сбросы. В гаярском районе были обнаружены небольшие сбросы гаярские, установленные в скважинах и подтвержденные газоносностью сарматских горизонтов в полуантиклинальном поднятии при западном гаярском сбросе. Далее были обнаружены дальнейшие сбросы на якубовском структурном поднятии, из которых самым важным является сброс, с которым связана газоносность 2 сарматского горизонта в скважинах Якубов 14, 17, 18. Дальнейшее продолжение этого сброса предполагается в северовосточном направлении в районе между малацким и гаярским месторождениями. Я считаю его существование вероятным на основании несогласного уклона сарматских пластов в направлении от малацкого месторождения к гаярскому месторождению и наоборот подъема пластов в направлении от гаярского месторождения к месторождению Малацки и невозможности соединения пластов без сброса.

В структурном строении сармата отчетливо проявляются поперечные хребты сухоград-якубовский с продолжением на месторождение Лаб

и гаярско-малацкий. На них под влиянием сбросов возникли полуантиклинальные поднятия. Возникновение этих поперечных хребтов и с ними связанной пликативной тектоники в сармате имеет свое происхождение в более древней поперечной тектонике карпатского возраста, которую интерпретирует А. Коцак (О. Якеш — И. Йиглавец — А. Коцак 1971) по сейсмическим измерениям, проведенным методом общей глубиной точки. Карпатские сбросы кончаются в бадене и вместе

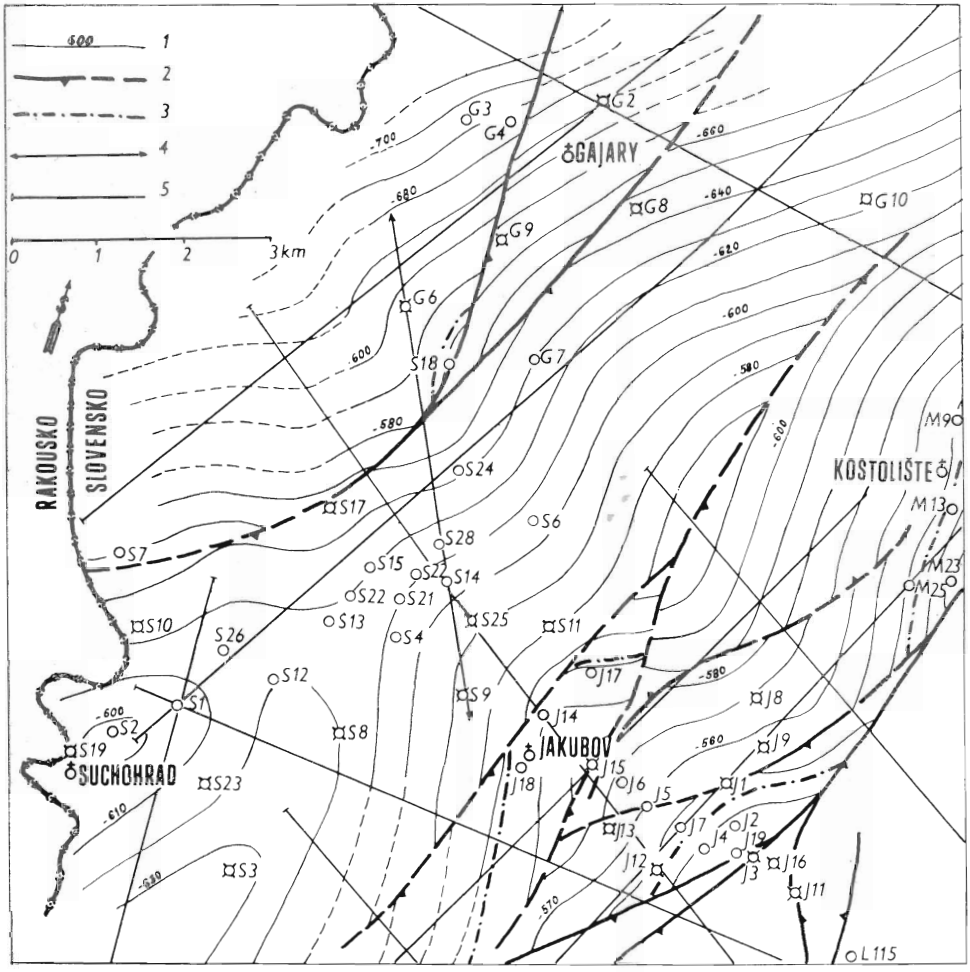


Рис. 2 — Структурная карта верхней границы 2 сарматского горизонта в районе Сухоград—Гаяры—Малацки—Якубов.
1 — структурные изолинии, 2 — сброс, 3 — контур газ-вода, 4 — схематический профиль (рис. 3), 5 — сейсмический профиль.

Abb. 2. Strukturkarte an der Oberen Grenze des 2. sarmatischen Horizontes in dem Gebiet Suchohrad — Gajary — Malacky — Jakubov. 1 — Strukturlinie, 2 — Verwerfung, 3 — Grenze Gas/Wasser, — 4 schematisches Profil (Abb. 3), 5 — seismischer Schnitt.

с баденской сбросовой тектоникой югозапад-северовосточного направления влияют на возникновение структурных форм, которые отражаются также в строении высших частей стратиграфического разреза. Сармат является эрой относительного тектонического покая и затухание более древней тектоники проявляется повторением структурных форм подстилающего бадена. Ввиду того, что тектонические движения в паноне в этой части бассейна очень слабые (сбросы с амплитудами до 20 м), структурная карта (рис. 2) представляет приблизительно строение сарматского рельефа до панонской трансгрессии.

Граница панон — сармат в Венском бассейне является литологически резкой (Р. Йиржичек 1972) и на диаграммах электрического каротажа обычно проявляется положительной аномалий на кривой естественных потенциалов, которая по М. Длабачу (1957) возникает в местах стратиграфических несогласий. Как показывает корреляция этой границы и сарматских горизонтов по каротажным кривым в районе Сухоград — Гаяры происходит до панонской трансгрессии абразия верхнесарматских пластов (Р. Йиржичек 1972) и таким образом возникает угловое несогласие сармата по отношению к границе панон — сармат и к вышележащим панонским горизонтам. Отложения, нарушенные абразией о мощности до 20 м были в районе залежи перемещены и содержат перемешанную сарматскую и панонскую фауну. Ввиду того, что в них были обнаружены сухопутные отложения, абразия происходила под уровнем моря на небольшой глубине.

На рельеф, сформированный абразией отложились пески базального панонского горизонта. Если отметим его распространение и мощность по отношению к подстилающим породам, самые большие мощности находятся под Сухоградом и под Гаярами на сухоград-якубовском хребте. Эти по отношению к баденской тектонике поперечные хребты мы можем проследить в полосе поднятий Высока—Лаб—Малацки и они подтверждают уже ранее приведенные мнения (Т. Будай — В. Шпичка 1958) о существовании поперечных структурных хребтов, прослеживаемых особенно в строении бадена. Из этого можно вывести, что также на гаярско-малацком поперечном хребте имеются базальные панонские пески. В депрессиях между поперечными хребтами пески имеют существенно меньшую мощность.

Как было указано ранее, базальный панонский песчанистый горизонт возникший при трансгресси в юговосточном направлении на абразией сформированном рельефе, кончается сразу замещением глинами. Песчанистый горизонт с мощностью 50—60 м с накоплением газа отсутствует в скважине Сухоград 25, которая находится на расстоянии только 500 м от залежи. Небольшое проявление горизонта с мощностью 45 м на кривой ПС на каротажной диаграмме этой скважины подтверждает, что горизонт не выклинивает, но что меняется его пористость и проницаемость. Как показывает гранулометрический анализ керна в глинистых песках преобладают глины до такой степени, что коллектор становится непроницаемым.

Вдоль сухоградской залежи возник сплошной пояс, где песок замещен глинами, простирающийся от Сухограда в район находящийся между сухоградской и якубовской залежью. Большие мощности базальных па-

нонских песков находятся в сплошной линии вдоль этого пояса а именно на месторождении Таллесбрунн в Австрии и на сухоградском месторождении в обоих частичных сводах. В сторону от этой линии находится горизонт гаярской залежи.

Учитывая постоянство выше залегающих песков как в их распространении, так в их мощностях и наоборот фациальную изменьчивость базального горизонта, его ограничение и отношение к подстилающему рельефу, условия его залегания имеют следующие признаки: а) самые большие мощности накопились на подстилающих поперечных хребтах сарматского рельефа, б) песчанистые валы находятся в линии параллельной окраине бассейна вдоль Малых Карпат.

Такое возникновение и дальнейшее развитие панонского горизонта можно сравнить с возникновением подморских несчанистых валов неда-

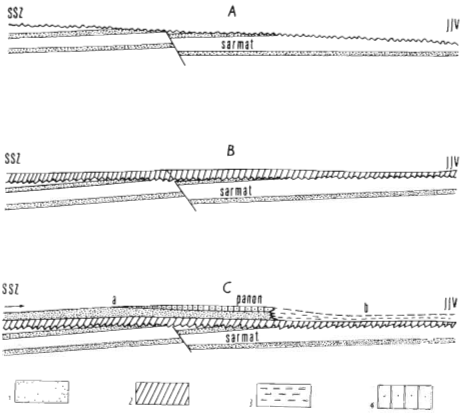


Рис. 3 — Палеологическая схема возникновения горизонта на базе панона на месторождении Сухоград—Гаяры. А — схема углового несогласия поверхности сармата, В — переходные пласты на поверхности сармата, С — схема песчанистого вала и лагуны на сухоград-гаярском месторождении. 1 песчанистый горизонт, 2 — переходные пласты, 3 — лагунные пелиты, 4 — газ, а — песчанистый вал, б — лагуна.

Abb. 3. Paläosedimentationsschema der Entstehung des Horizontes an der Basis des Pannons der Lagerstätte Suchohrad — Gajary.
A — Schema der Diskordanz der sarmatischen Oberfläche, B — Übergangsschichten an der Oberfläche des Sarmats, C — Schema des Sand-Walles und der Lagune and der Lagerstätte Suchohrad — Gajary. 1 — Sandhorizont, 2 — Übergangsschichten, 3 — lagunäre pelite, 4 — Gas, a — Sand-Wall, b — Lagune.

леко берегов современных морей (Р. Кеттнер 1948), (З. Кукал 1964). Недалеко берегов материков волны в неглубоком морю набегают к берегам или к мели и достигают при этом дна. С собой берут песок, пелиты и валуны, которые осаждаются как подморской вал в местах, где волны ломаются во время прибоя. Вал может иногда показаться над уровнем моря и представляет косу. Далее за валом, где уменьшается движение воды, возникает лагуна. Здесь накопливаются тонкозернистые пелитические отложения. Вал бывает в многих местах прорван волнами и в таком случае лагуна соединена с открытым морем.

Накопление базального панонского горизонта я сравниваю с возникновением подморского вала в неглубоком море сухоградгаярской области. Я предполагаю возникновение горизонта в нескольких постепенных этапах (рис. 3).

В конце сармата сформированные сарматские пласты подвергаются абразии и в результате начинающегося понижения центра бассейна возникает несогласие сарматских пластов по отношению к абразированному рельефу (рис. 3 А). В район сухоградской залежи были во вре-

мя трансгрессии сначала перемещены абразированные осадки сармата вместе с осадками панона (т. наз. переходные слои — рис. 3 Б). В мелководном море в начале панона морские волны приносили с СЗ к сухоград-гаярской мели пески, которые образовали непрерывный песчанистый вал, наибольшие мощности которого возникли к мели на подморских хребтах. За этим валом прекращалось движение воды и возникла лагуна, где накапливались прежде всего тонкие пелитические осадки

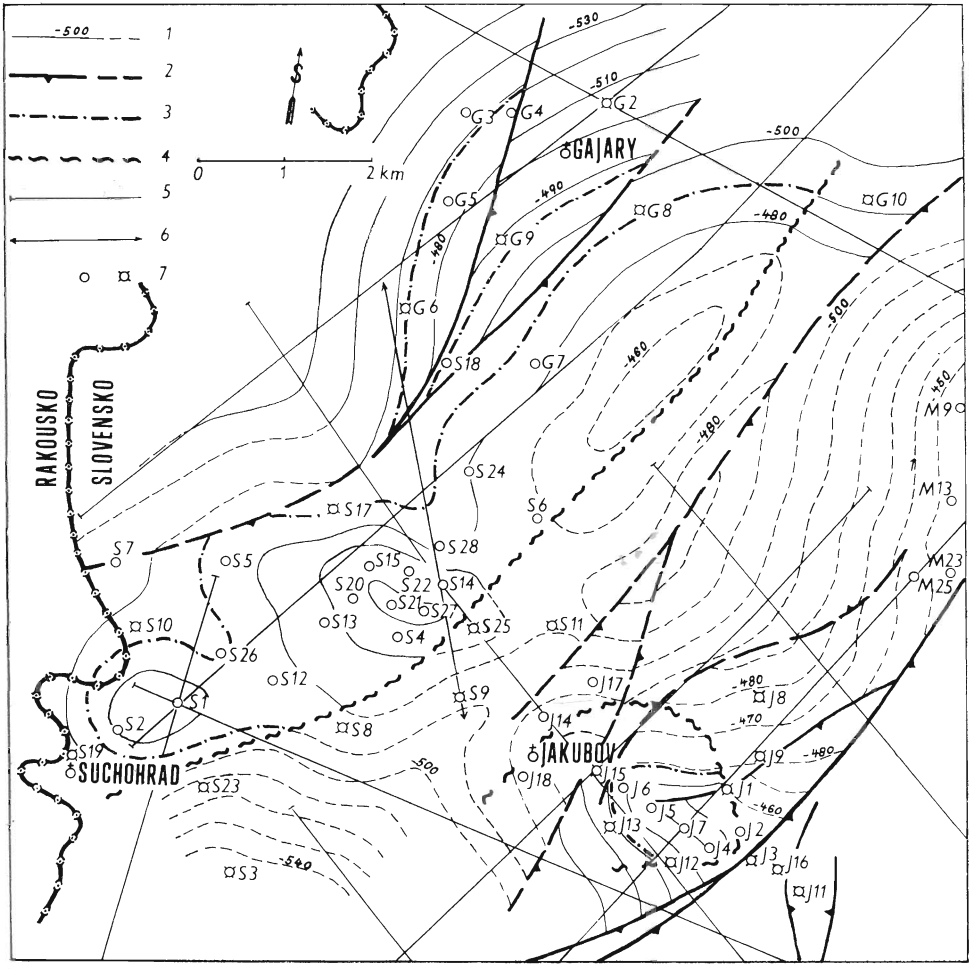


Рис. 4 — Новая структурная карта верхней границы газового горизонта месторождений Сухоград—Гаяры—Якубов.
1 — структурные изолинии, 2 — сброс, 3 — контур газ-вода, 4 — линия замещения песков глинами, 5 — сейсмический профиль, 6 — схематический профиль (рис. 3), 7 — скважины.

Abb 4. Neue Strukturkarte an der oberen Grenze des Erdgas-Horizontes der Lagerstätten Suchohrad — Gajary — Jakubov.
1 — Strukturlinie, 2 — Verwerfung, 3 — Grenze Gas /Wasser, 4 — Übergangslinie der Sande in Pelite, 5 — seismisches Profil, 6 — sschematischer Schnitt (Abb. 3), 7 — Bohrungen.

(рис. 3 В). Песчанистый вал был на некоторых местах возвращающимися водами прорван и песок был частично снесен в депрессии между поперечными хребтами. За линией замещения песков глинами в результате большей сжимаемости лагунных пелитов возникла общая неглубокая депрессия, которая наблюдается между сухоградским и якубовским месторождением.

Аналогичное чередование песков с лагунными осадками и сублиторальными пелитами в нижнем паноне Венского бассейна встречается часто. Такое же строение приводится и для венгерского нижнего панона (А. Ямбор 1968).

Новая интерпретация строения залежи

На основании представлений о возникновении вала, обнаружения структурной и сбросовой тектоники сармата и панона можно интерпретировать местонахождение и приближительное строение неизвестной части залежи.

Залежь однозначно ограничена линией замещения песков глинами и законтурной водой в направлении падения пластов. Северовосточное ограничение залежи, несмотря на отрицательные результаты некоторых скважин в гаярском районе, не было установлено.

На основании связи между мощностью песка и подстилающего рельефа необходимо ожидать присутствие песка на гаярско-малацком хребте не только под Гаярами, но и в районе, находящемся в юговосточном направлении к малацкому месторождению. На присутствие песка показывает форма структурных линий верхней границы горизонта под Гаярами.

Направление песчанистого вала от Галлесбрунна через сухоградскую залежь с линией отделяющей его лагуну показывает, что логическим продолжением вала является северовосточное направление. О существовании песчанистого вала и залежи в указанном районе свидетелствуют и результаты сейсмических измерений, проведенных методом общей отражающей точки. Присутствие базального панонского горизонта проявляется в сейсмических разрезах, проходящих через сухоградскую и якубовскую залежи, выпуклой фазой. Аналогичные признаки проявляются в сейсмических разрезах в неразведанной части залежи. На основании определения горизонта в сейсмическом разрезе проведена на структурной карте (рис. 4) линия замещения песков глинами, которую можно соединить прямой с аналогичной линией в районе сухоградской залежи. Строение неизвестной части горизонта и залежи до определенной меры схематическое показано на структурной карте.

Структурная карта была дополнена данными некоторых новейших скважин, которые уточнили строение залежи. В районе неразведанной части залежи предполагается песчанистый вал, который имеет продольную форму и который отделен небольшой депрессией от известной части залежи. Вдоль линии замещения песков глинами предполагается лагунное строение базы панона. Об этом непрямо свидетелствует отсутствие базального горизонта в паноне на малацком месторождении и одновременно полоса депрессий, возможно обусловленная сбросом.

Панонское осадконакопление в этой части бассейна является спокойным и найденные сбросы имеют амплитуду до 10 м. Панонские отложения нивелируют структурные формы сармата и нижнего панона. Несмотря на это, мощные линзы песков базального горизонта проявляются структурными поднятиями с небольшой амплитудой в строении среднего и верхнего панона.

Заключение

Фациально изменьчивый песчанистый горизонт на базе панона накапливался в особых палеогеологических условиях, которые можно сравнить с осадконакоплением песчанистых валов в современных морях. Изучением геологического строения была выяснена зависимость этих песков на подстилающем рельефе и направление песчанистого вала и его лагуны. На основании полученных данных предполагается расширение залежи Сухоград в северовосточном направлении как часть песчанистого вала, который представляет непрерывную полосу от таллесбрунна в Австрии через сухоградскую залежь в район между месторождениями Гаяры и Малацки.

Разведка глубоким бурением этой части залежи успешно решит противоречие между до сих пор известным объемом залежи и запасами газа.

Перевод: Калина
Поступила: 22. 11. 1972
Рецензия: М. Длабач

Геологический отдел
Нафта н. п. Гбелы

Скважина, пробуренная на основе настоящего анализа в 1973 г. в районе предполагаемого продолжения сухоградской залежи, подтвердила существование газового горизонта на базе панона и кроме этого открыла новый газоносный горизонт в среднем бадене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

Bílek, K. 1956: Geologická zpráva o průzkumu v oblasti Suchohrad—Jakubov. Manuskript—archiv Nafty, Gbely, 68, str.

Bílek, K. 1959: Plynové ložisko Jakubov. Geologická zpráva o hlubinném průzkumu v létech 1951 až 1958. Manuskript — archiv Nafty, Gbely, 54 str.

Bílek, K. 1960: Výpočet zásob plynu ložisek Suchohrad—Gajary. Manuskript — Geofond, Bratislava, 73 str.

Bílek, K. 1972: Projekt geologických prací. Pionýrský a sledný průzkum strukturní elevace a plynového ložiska Suchohrad — Gajary. Manuskript — Geofond, Bratislava, 33 str.

Buday, T. — Špička, V. 1958: Geologická stavba a naftonadějnost širšího okolí lakšárské elevace. Manuskript — Geofond, Bratislava, 139 str.

Cílek, V. 1955: Zpráva o výsledcích nového strukturního průzkumu oblasti strukturní elevace Suchohrad. Manuskript — archiv Nafty, Gbely, 9 str.

Dlabač, M. 1958: Kladné výchylky v křivce přirozených potenciálů (SP) elektrokarotážních měření v místech stratigrafických hiátů v miocénu vnitroalpské vídeňské pánve. Geol. práce GÚDŠ, Zprávy 12 (Bratislava), str. 27—33.

Dorda, O.—Vičánek, J. 1966: Nový pohled na plynové ložisko Suchohrad. Manuskript—archiv Nafty, Gbely, 30 str.

Dorda, O. 1972: Průběžné zhodnocení těžby ložiska Suchohrad. Manuskript—archiv Nafty, Gbely, 10 str.

HLAVATÝ, V. — OLEXA, A. 1970: Ložisko Suchohrad. Upresnenie zbytkových zásob plynu podľa výsledku nových meraní NGK. Manuskript — archiv Nafty, Gbely, 17 str.
JÁMBOR, A. 1971: Alsópannóniai diatomaföld — rétegek a Scákvári neogén medencében. Földt. Int. Évi cel. 1968. Évröl (Budapest), pp. 25—31.
JAKEŠ, O. — JIHLAVEC, J. — KOCÁK, A. 1971: Zpráva o seismickém průzkumu metodou společného reflexního bodu. Vídeňská pánev. Manuskript — Geofond, Bratislava, 100 str.
JANÁČEK, J. 1952: Předběžná zpráva o výsledku nového strukturního průzkumu v oblasti Gajar. Manuskript — archiv Nafty, Gbely, 4 str.
JANÁČEK, J. 1955: Souhrnné zhodnocení návrhu hlubinné sondáže a předložených podkladů na struktuře Suchohrad. Manuskript — archiv Nafty, Gbely, 6 str.
JIŘÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat — panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi. Mineralia Slovaca (Spišská Nová Ves), 4 (1972), č. 14, str. 39—81.
KETTNER, R. 1948: Všeobecná geologie. Část III. Vnější síly geologické, povrch zemský, 1. vydání Praha, Melantrich, 765 str.
KUKAL, Z. 1964: Geologie recentních sedimentů. Nákl. ČSAV Praha, 444 str.

Neue Erkenntnisse über den Aufbau Erdgaslagerstätte Suchohrad—Gajary

KAMIL BÍLEK

Während des Abbaues der Erdgaslagerstätte Suchohrad — Gajary wurde mehr Erdgas gefördert, als durch die Vorratsberechnungen mit Hilfe der Volum-Methode vor Beginn der Förderung angegeben worden war. Bedeutende Vorratsreste weisen auf eine grössere Ausdehnung, und die Existenz eines bisher nicht entdeckten Teils der Lagerstätte hin.

Das Gas ist in dem oberen Teil des Sand -Horizontes auf der Basis des Pannons akkumuliert. Der Horizont der Sande ist faziell nicht konstant. In dem Bereich der Lagerstätte Suchohrad bildet er zwei Sand-Kuppen mit Mächtigkeiten von 120 und 87 m, die durch einen schmalen Streifen von Sanden geringerer, Mächtigkeit verbunden sind. Die Sande von Suchohrad sind mit denen in dem Gebiet von Gajary verbunden. Die Begrenzung der Lagerstätte ist einerseits lithologisch, d. h. durch die Linie des Überganges der Sande in Pelite, andernseits durch Wasser am Rande (Abb. 1). An der nordöstlichen Begrenzung des Horizontes ist seine Auskeilung angenommen worden.

Durch die Korrelation von Elektrocarottage-Diagrammen, die Untersuchung der Lithologie und der physikalischen Eigenschaften von Bohrkernen wurde festgestellt, dass es in dem Gebiet der lithologischen Grenze zu einem Übergang der Sande in Pelite, und infolgedessen zu einer Änderung der Sande in Pelite, und infolgedessen zu einer Änderung der Porosität kommt, und das Speichergestein undurchlässig wird. Diese Erscheinung begleitet die Entstehung von Sand-Wällen und Lagunen in gegenwärtigen Meeren, und mit ihr wird die Entstehung, Ausbreitung und die lithologische Begrenzung der Lagerstätte Suchohrad erklärt. Die Entstehung des Sand-Walles ist auf Abb. 3 schematisch dargestellt. Vor der pannonischen Transgression kam es in dem seichten Meer zu einer submarinen Abrasion und der Entstehung einer Diskordanz zwischen dem Relief (R. JIŘÍČEK 1972) und den Schichten des Sarmats (Abb. 3 — A). Die abradierten, eine gemischte — sarmatische und pannonische Fauna enthaltenden Sedimente, wurden umgelagert (Abb. 3—B). Auf dieser Unterlage wurde durch den Wellengang ein Sand-Wall gebildet, hinter welchem, im ruhigen Wasser, eine Lagune mit pelitischen Sedimenten entstand (Abb. 3—C).

Die Beziehung zwischen der Sedimentation des Sand-Walles und seiner Ausbreitung auf dem sarmatischen Relief wurde durch die Konstruktion von Strukturkarten an der Sarmat Pannon Grenze und an der oberen Grenze des 2. sarmatischen Horizontes gelöst (Abb. 2). In dem Aufbau des Sarmats äussern sich Quer-Rücken von Suchohrad — Jakubov und Gajary — Malacky, welche durch Längsbrüche mit einer geringen Sprunghöhe gestört sind. Aus dem Verhältnis der Mächtigkeiten des Sand-Walles, bzw. des basalen pannonischen Horizontes zu seinem Liegenden geht hervor, dass sich die grössten Mächtigkeiten des Horizontes auf den querverlaufenden Elevations-Rücken ablagerten und zwischen ihnen — in den Depressionen demgegenüber, die Mächtigkeiten der Sande geringer sind.

Der Sand-Wall des basalen pannonischen Horizontes ist das Speichergestein der Gas-Lagerstätten Tallesbrunn in Österreich und Suchohrad. Er bildet eine zusammenhängende Zone mit der Linie des Überganges der Sande in Pelite, die annähernd, parallel zu dem Rand der Kleinen Karpaten verläuft. Der Wall streicht weiter in nordöstlicher Richtung, in das Gebiet zwischen Gajar und Malacky. In diesem Gebiet sind auf dem Quer-Rücken von Gajary — Malacky, analog dem Rücken von Suchohrad — Jakubov, die grössten Mächtigkeiten der Sande des basalen pannonischen Horizontes entwickelt.

Die unbekannte Partie der Lagerstätte Suchohrad befindet sich in dem Gebiet zwischen den Lagerstätten Gajary und Suchohrad (Abb. 4). Sie wird von einer lithologischen Grenze und einer Lagune, die entlang der ganzen Lagerstätte eine mässige Depression bildet, begrenzt. Die Ausdehnung der Sande und ihre lithologische Begrenzung ist in seismischen Profilen, die mit der Methode eines gemeinsamen Reflexpunktes durchgeführt wurden, identifiziert worden.

Übersetzt von L. Osvald

Nové poznatky o stavbe plynového ložiska Suchohrad—Gajary

KAMIL BÍLEK

V průběhu těžby plynového ložiska Suchohrad — Gajary bylo vytěženo více plynu, než udávaly vypočtené zásoby objemovou metou před jeho uvedením do těžby. Značné zbytkové zásoby ukazují, že ložisko má větší rozlohu a existuje jeho dosud neobjevená část.

Plyn je akumulován ve svrchní části pískového obzoru na bázi panonu. Obzor písků je facielně nestálý. V prostoru ložiska Suchohrad vytváří dvě kupy písků 120 a 87 m mocné, spojené úzkým pruhem písků o menší mocnosti. Suchohradské písky jsou spojeny s písky v prostoru Gajary. Ohraničení ložiska je jednak litologické t. j. linií přechodu písků do pelitů, jednak okrajovou vodou (obr. 1). Při severovýchodním ohraničení obzoru sa předpokládalo jeho vyklínění.

Korelací elektrokarotážních diagramů, výzkumem litologie a fyzikálních vlastností jader bylo zjištěno, že v prostoru litologické hranice dochází k přechodu písků do pelitů a v důsledku toho ke změně porozity a propustnosti a kolektor se stává nepropustným. Tento jev provází vznik pískových valů a lagun v současných mořích a jím je vysvetlován vznik, rozšíření a litologické ohraničen suchohradského ložiska. Vznik pískového valu je schematizován na obr. 3. Před panonskou transgresí došlo v mělkém moři k podmořské abrazi a vzniku diskordance mezi reliefem (R. JIŘÍČEK 1972) a vrstvami sarmatu (obr. 3—A). Abradované sedimenty obsahující smíšenou faunu sarmatskou a panonskou byly přemístěny (obr. 3—B). Na toto podloží mořské vlny nahrnuly v mělkém moři pískový val, ze nímž v klidné vodě vznikla laguna s pelitickými sedimenty (obr. 3—C).

Vztah mezi sedimentací pískového valu a jeho rozšířením na sarmatském reliefu byl řešen konstrukcí strukturních map na hranici sarmat — panon a na svrchní hranici 2. sarmatského obzoru (obr. 2). Ve stavbě sarmatu se projevují příčné hřbety suchohradsko—jakubovský a gajarsko—malacký, porušené podélnými zlomy s malou výškou skoku. Ze vztahu mezi mocnostmi pískového valu resp. bazálním panonským obzorem a jeho podložím vyplývá, že největší mocnosti obzoru sedimentovaly na příčných elevačních hřbetech a naopak mezi nimi v depresích jsou zmenšené mocnosti písků.

Pískový val bazálního panonského obzoru je kolektorem pro plynová ložiska Tallesbrunn v Rakousku a Suchohrad. Tvoří souvislý pruh s linií přechodu písků do pelitů, která je přibližně paralelní s okrajem Malých Karpat. Val pokračuje severovýchodním směrem do prostoru mezi Gajary a Malacky. V tomto prostoru na příčném hřbetu gajarsko—malackém analogicky jako na hřbetu suchohradsko—jakubovském jsou vyvinuty největší mocnosti písků bazálního panonského obzoru.

Neznámá část ložiska Suchohrad se nachází v prostoru mezi ložisky Gajary a Suchohrad (obr. 4). Je ohraničena litologickou hranicí a lagunou, která podél celého ložiska tvoří mírnou depresi. Rozšíření písků a jejich litologické ohraničení je identifikovano v seismických profilech, provedených metodou spoločného reflexního bodu.

Mineralia slovaca, 5, 2, 189—204 (1973)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ РУД

ИВАН ЧИЛЛИК*

Quelques questions de l'étude des champs géochimiques primaires lors de la prospection géochimique des minérais.

L'analyse de la distribution des éléments essentiels et ceux de minerai aussi que des rapports de corré ation dans le champs géocimique primaire de deux gisements différents de point de vue géochimique: les minerais complexes de la sidèrose et de sulfides à Bindt et des manerais d'antimoine à Dúbrava-sert de base pour le choix d'éléments — d'indices direct et indirect de minéralization industriellement importante au cours de la prospection géochimique. En même temps au maoyen de l'étude de la distribution on avait caractérisé la structure du champ géochimique primaire et démontré l'importance de cette étude pendant prospection lithogéochimique.

Для поисков месторождений полезных исскопаемых геохимическими методами изучают пространственное распределение элементов и минералов — геохимических индикаторов в гипогенной и гиппергенной зонах. Результаты изучения распределения в гипогенной зоне — первичном геохимическом поле — определенного месторождения в качестве типового объекта используются для разработки методики, а также для оценки результатов геохимических работ в гиппергенной зоне в аналогичных геолого-металлогенических условиях. Кроме того они используются также в поисках месторождений и рудных тел под земной поверхностью (литогеохимия).

Для указанных целей большое значение имеет изучение и определение структуры первичного геохимического поля. Кроме этого для поисковых целей обращается также внимание диапазону значений содержаний индикаторов (вопрос контрастности аномалий), определению порога аномальных значений и морфологии аномального геохимического поля. Большее значение также имеют отношения между первичными ореолами рассеяния и гидротермально измененными горными породами, зоны которых могут и не совпадать.

Первичное геохимическое поле в Словакии изучали Й. Форгач (1970) и Ц. Шейбал (1970) в пространстве полиметаллических рудных жил в неовульканитах района города Банская Штиавница. Изменения горных пород вблизи рудных жил в упомянутом районе изучал

* Ing. Ivan Čillík, CSc., Geologický prieskum Spišská Nová Ves, stredisko, 97400 Banská Bystrica

В. Забрански (1970) и в Спишско-гемерских рудных горах И. Губач (1962, 1964, 1965).

Некоторые вопросы и результаты изучения структуры первичного геохимического поля и оценки геохимических индикаторов для поисковых целей приведу на основе обработки геохимических данных по месторождениям комплексных сидерит-сульфидических руд палеозоя гемерид и жил антимонита в гранитоидах Низких Татер.

Комплексные сидерит-сульфидические руды в палеозое

Исходя из существующих геохимических данных, для обсуждения вопросов изучения первичного геохимического поля указанного типа руд использовались результаты постоянного опробования и анализа содержаний преимущественно металлических элементов в кернах буровых

Таблица № 1

Месторождени:	Биндт	Рудняны	Добшина	Гелница	Шведлар
Минерализаций набора	сидеритовый	фухсит-сидерит-баритовый	сидеритовый	сидерит.	сидерит.
Привнесенные элементы	Si, Mg, Fe, Mn, Ba, B	Co, Si, Fe, Ni, Mg, Mn, St	Fe, Mg, Si	Ca, Mg, Fe	Fe, Mg, Mn, Si
„ период		турмалин-арсенидовый			
Привнесенные элементы	—	B, Fe, Si, Mg Na, Al, Ca	Ni, Co, As, S, Fe, Sb, Bi, Cu, C	—	—
„ период	кварц-сульфидический	сульфидический	сульфидический	кварц I. — сульфид.	сульфидический
„ элементы	Si, Fe, Mg, As, Sb, Bi, As, Sr, Ag-	Si, Cu, Fe, Zu, Hg, Ag, Cd, Au	Si, Mg, Fe, As, Cu, Sb, Ag, Bi, Co, Ni, Hg	Cu, Fe, As, S, Ag, Hg, Bi, Co, Ni, Si	Mg, Si, Fe, Cu, Sb, Bi, B
„ период	—	—	—	кварц III. сульфид.	—
„ элементы	—	—	—	Si, Fe, Cu, Sb, Zn, Pb, Hg, In, Ag, Ni, Co, As, Gi, Go, S, Au	—

№ 1. Сокращенные минералогическо-геохимические данные по некоторым месторождениям комплексных сидеритсульфидических руд в Спишско-гемерских рудных горах.

скважин на месторождении Биндт в Спишско-гемерских рудных горах. Несмотря на то, что парагенез этого месторождения характерен свойственными чертами, однако он в основном не отличается от месторождений этого типа как например Рудняны (И. Х. Бернард 1961), Добшина (Г. Халахыева — Андрусовова 1964), Шведлар (И. Вацлав 1961). Основные черты парагенеза упомянутых месторождений с месторождением Биндт сровняются в таб. № 1. Линзообразные жилы перескают горные породы преимущественно младшего палеозоя в западо-восточном направлении с падением к югу. Скважины (Бт — 1, 3, 15, 18, 23) пробурили перьмские сланцы и конгломераты, филиты, конгломераты и диябазы карбона и филиты раковецкой серии, которые известны также в более широком районе месторождения. После оценки геохимическо-парагенетических данных из сравнительно большого количества исследованных элементов (полуколичественный эмиссионный спектральный анализ, данные по содержанию в СПД шкале — количество отобранных проб 460) для изучения выделились только следующие элементы. Cu, Ag, Bi, Sb, Ni, и условно Pb, Zn, Sn, V. Остальные анализированные элементы участвуют или в строении минералов окружающих горных пород (как например: Si, Mg, Fe, Al, Ca, Na, K, Mn), или были определены в отдельных случаях и в ничтожной концентрации (как например: As, Au, Cd, Ga, Ge, In, Hg, Co, B.

Для целей изучения структуры геохимического поля пробы горных пород из буровых скважин (перьм, карбон) разделились в следующие группы: перьмские сланцы, конгломераты перьмы, филиты, конгломераты и диабазы карбона.

Отбор элементов системы геохимических индикаторов был обоснован общеизвестным предполагаемым составом главных рудных элементов (на месторождении Биндт халькопирит и тетраэдрит) и группой элементов привнесенных на кварц-сульфидической стадии минерализационного процесса. Исходя из этого, графическим путем исследовались кореляционные отношения между содержаниями меди на одной и серебра, визмуту, олова, свинца, цинка и никла на другой стороне (в 75 % общего количества проб сурьму не определили даже в следах).

Определение индикаторов и обсуждение контрастности аномальных значений

Во время выбора индикаторов исходилось из решения использовать только эти металлические элементы, распределение содержаний которых в горных породах показывает черты характерные для взаимного проникновения групп данных из нормального и аномального геохимического поля — эс-образная форма кривой относительной куммулятивной частоты (кривая распределения смотри И. Чиллик 1972).

Изучение дистрибуции содержаний отобранных элементов, не отлишив пробуренные горные породы, (рис. № 1), позволяет разбить эти элементы в следующие группы: олово — серебро — визмут, сурьма — свинец — цинк — ванадий — никель и медь. Форма кривых относительной кумулятивной частоты олова, визмуту, сурьмы, никлу и серебра характерна различно выраженной эс-образной формой, что в популяции дан-

Таблица № 2

Элемент	Содержание в СПД шкале			
	значение медиянна, Me	стандардт. отклонение	Me+3	Верхний предел значений набора
Олово (линия 1)	2,8	±1,6	7,6	8,0
Серебро (линия 5)	1,7	±1,6	6,5	7,0
Визмут (линия 2)	0	±1,5	4,5	5,5
Сурьма (линия 4)	—1	±1,5	4,5	4,5
Никел (линия 3)	6,2	±1,8	11,6	12,0

№ 2. Основные статистические данные по распределению выделенных элементов в первичном геохимическом поле в месторождении Биндт.

ных показывает на взаимное проникновение двоих частных наборов: данных по нормальному и по аномальному геохимическому полю. Параметры нормального геохимического поля определены графическим путем (рис. № 1, пункты и прямые 1, 2, 3, 4, 5) и приведены в таблице № 2. Методика определения автором уже изложена (И. Чиллик 1972).

На основе общей оценки черт дистрибуции данных по содержанию элементов системы индикаторов медьного орудения выделились: олово, визмут, сурьма, никель и серебро; кроме этого исходилось из факта, что основным промышленно использовательным элементом является медь (халькопирит и тетраэдрит) и из-за этого графическим путем изучались кореляционные отношения содержаний меди к содержаниям серебра и визмута. Из-за низкой чуствительности анализа сурьмы исследование кореляции содержаний этого элемента и меди не осуществилось. Кореляция олова и никла к меди не появилась. После обработки кореляционных диаграм (степень кореляции из-за невысокого качества анализа не изучалась, кривые возникли как результат усреднения данных о содержаниях элементов) обнаружились некоторые интересные факты. Группа содержаний серебра в кореляционной диаграмме (рис. № 2) разделились на 2 части: пояс более низких (I.) и пояс более высоких (II.) содержаний серебра. На основе результатов полуколичественного спектрального анализа сепарированных минералов первый пояс выражает диадохию меди и серебра в халькопирите, второй — в тетраэдрите (таб. № 3).

Кореляция серебра и визмута к меди оказывается более выразительной (более крутое продолжение кривой кореляции на рис. № 2) в аномальном геохимическом поле (выше 10 СПД содержаний меди). Этот факт вероятно свидетельствует о взаимно-независимом поведении визмута, серебра и меди в горных породах, незатронутых минерализационными процессами, что правдеподобно отражено также в разнообразии

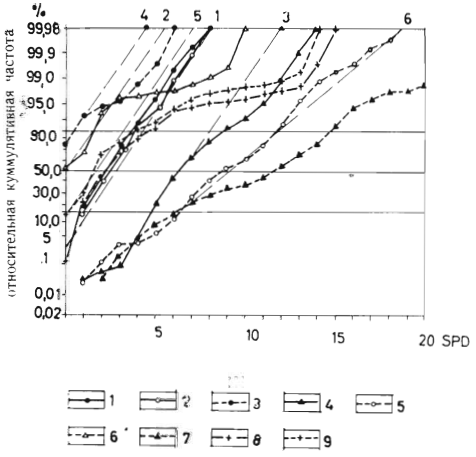


Рис. 1. Распределение содержаний выделенных элементов (СПД-шкала) в первичном геохимическом поле (буровые скважины) в месторождении Биндт. Линии относительной куммулятивной частоты: интерпретированная линия частоты нормального геохимического поля (номера элементов в соответствии с

формы их присутствия в горных породах. Присутствие кореляционных отношений этих элементов является кроме их высоких содержаний также поисковым критерием и кроме этого оправдывает причислять значения их содержаний с целью повышения контрастности аномалий.

Также дистрибуция содержаний элементов группы: олово — цинк и ванадий характерна некоторыми различиями. Группа содержаний свинца и цинка (рис. № 1) является гомогенным набором данных, дистрибуция которых близка логнормальной (СПД шкала по существу выражает логаритмы содержаний). Такая популяция типичной для нормального геохимического поля, в котором разные типы горных пород не влияют на дистрибуцию содержаний свинца и цинка, и поэтому у этих элементов, исходя из их дистрибуции, нормальное геохимическое поле считаем гомогенным.

Распределению содержаний свинца и цинка очень близко распределение содержаний ванада; однако обнаружены некоторые отклонения от прямолинейной формы линии дистрибуции (рис. № 1). Эти отклонения незначительны и на рис. № 1 не удалось отлишить частные наборы. Однако изучение дистрибуции содержаний ванада во выделенных типах горных пород показано, что распределении его содержаний в отдельных типах различается (таб. № 4 и из-за этого линия дистрибуции данных по содержанию ванада из всех пробуренных и не различенных горных пород имеет кривообразную форму (рис. № 1).

Таблица № 3

Минерал	Содержание элементов в СПД шкале	
	Cu	Ag
халькопирит	28	9,5
тетраэдрит	25	15,0

№ 3. Средние значения содержаний меди и серебра в извлеченных халькопирите и тетраэдрите.

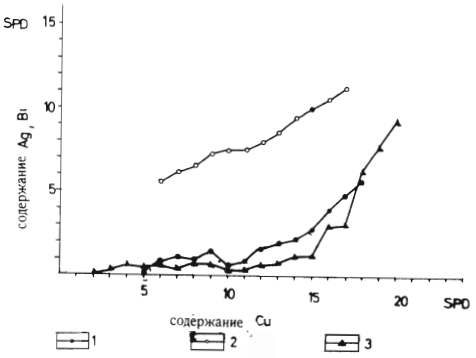


Рис. 2. Кореляционные отношения между геохимическими индикаторами в месторождении Биндт в первичном геохимическом поле (буровые скважины). Усредненные линии кореляции:

Таблица № 4

Горные породы	Параметры нормального геохимического поля	
	Медианна, Ме	Стандартное отклонение
Диабазы	12,0	±1,4
филиты, карбон	8,5	±3,5
конгломераты, карбон	10,7	±1,3
сланцы, перьм	12,6	±0,8
конгломераты, перьм	11,1	±0,7

№ 4. Основные статистические данные по распределению ванада в отдельных горных породах в буровых скважинах в месторождении Биндт.

Таблица № 5

Горные породы	Содержания меди в нормальном геохимическом поле, СПД шкала			
	значение медианны, Ме	стандартное отклонение	Ме+3	Верхний предел значении набора
сланцы, перьм	13,0	±1,7	18,1	19,5
конгломераты перьм	8,1	±1,2	11,7	12,5
филиты, карбон	8,7	±2,1	15,0	16,8
конгломераты, карбон	9,6	±2,1	15,9	18,0

№ 5. Геохимические данные по распределению меди в разных горных породах в месторождении Биндт.

Из таблицы № 2 очевиден низкий порог чуствительности анализа сурьмы (отрицательное значение медиана), частично также визмута и практически одинаковым абсолютные значения стандартного отклонения (Т = 1,5 — 1,6 СПД), наборов содержаний этих элементов. Если сравнить высшие значения интерпретированного набора данных нормального геохимического поля с высшими значениями анализа всех проб (аномальное поле), получим для отдельных элементов следующие данные: олово 8—15, серебро 7—14, визмут 5,5—10, сурьма 4,5—6, никель 12—14. Разница приведенных значений принимается за основу для рассматрения контрастности аномалий, образованных этими элементами. Исходя из этого никель и сурьма образуют недостаточно контрастные аномалии и использование этих элементов в системе геохимических индикаторов в изучаемых условиях оказывается бесполезным.

Линия дистрибуции меди слабо кривообразна без отличимых частей ожидаемых групп данных по нормальному и аномальному геохимическим полям. В качестве попытки определения набора данных нормального геохимического поля содержаний меди интерпретировалась прямая № 6 (рис. № 1) со следующими параметрами дистрибуции: медная (Ме) 9,1 СПД, стандартное отклонение ± 2,7 СПД, высшей предел содержаний (порог аномалий) 19 СПД. Изучение содержаний меди в отдельных группах горных пород оказывает отдельный тип ее распределения, а также повышение её содержания в перьмсикх сланцах (таб. № 5). Это оказалось причиной осложнений формы линии дистрибуции содержаний меди набора данных по всем группам горных пород.

Диапазон содержаний меди между порогом аномалий и высшими значениями содержаний в полном наборе данных включительно аномальных групп, горных пород небольшой: перьмские сланцы — 0,5 СПД, конгломерата — 1,5 СПД, карбоновые сланцы и конгломераты — 1 СПД. Следовательно главный рудный элемент — медь в примарном геохимическом поле не образует контрастных аномалий.

Контрастность аномальных содержаний отдельных элементов-индикаторов в отдельных группах горных пород различается; в раковецкой серии (филиты) понизилась чуствительность анализа, а также контрастность аномальных содержаний серебра и повысилась контрастность меди в стравнении с горными породами перьмы и карбона (таб. № 6).

Таблица № 6

Элемент	Содержание в СПД, шкале			
	Значение медиянны	Стандартное отклонение	Ме+3	Диапазон аномальных зн.
серебро	0,5	±0,8	1,9	5— 2=3
олово	2,4	±0,7	4,5	10— 5=5
медь	6,9	±1,5	11,4	19—12=7

№ 6. Контрастности аномальных содержаний некоторых элементов в филитах раковецкой серии в буровых скважинах, м. Биндт.

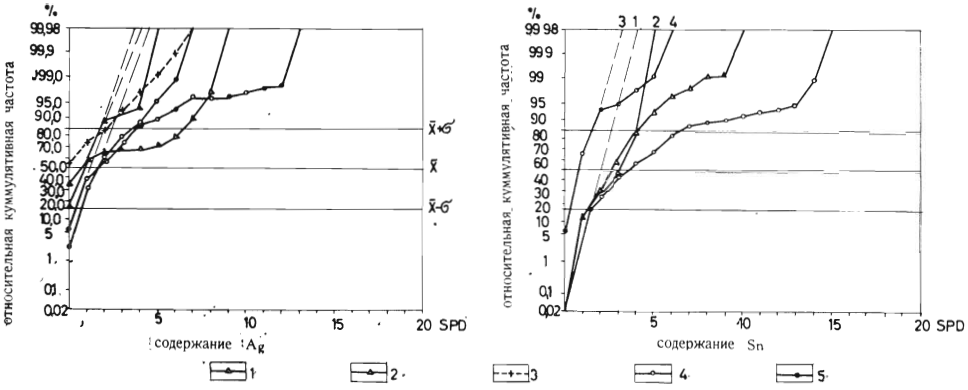


Рис. 3. Распределение содержаний серебра (А) и олова (В) в разных горных породах на месторождении Биндт. 1. сланцы — перьм, 2. конгломераты — перьм, 3. диабазы — карбон, — 4. филиты — карбон, 5л конгломераты — карбон.

Разные значения контрастности аномальных содержаний серебра и олова в разных группах горных пород показаны на рис. № 3. Следует обратить внимание на то, что значение порога аномальных содержаний в отдельных горных породах в основном одинаковы (рис. № 3, пункты № 1, 2, 3, 4), но диапазоны значений в аномальном поле для отдельных горных пород разны (таб. № 7).

Существенно более широкой диапазон значений содержаний серебра в конгломератах свидетельствует об избирательном действии в ходе минерализационного процесса и докладивает геохимическую гетерогенность также аномального первичного геохимического поля. В распределении олова условия аналогичны, но степень концентрирования в отдель-

Таблица № 7

Горные породы	Содержание в СПД шкале			
	Серебро		Олово	
	Порог аномалий	Самое высокое содержание	Порог аномалий	Самое высокое содержание
сланцы, перьм	3,6	5,0	4,0	5,0
конгломераты, перьм	3,6	9,0	4,0	10,0
филиты, карбон	4,0	7,0	4,0	15,0
конгломераты, карбон	4,4	13,0	3,2	6,0

№ 7. Контрастность аномалий серебра и олова в отдельных горных породах в буровых скважинах, м. Биндт.

ных горных породах разна: повышенные содержания в карбоновых сланцах и перьмяких конгломератах.

В результате изучения структуры первичного геохимического поля на основе данных буровых скважин на месторождении Биндт мы сможем как типовой пример для комплексных сидерит-сульфидических руд в палеозое с основным полезным элементом — медью определить параметры геохимических полей, а также поисковое значение (исходя из диапазона содержаний элементов в аномальном поле) элементов — индикаторов в таблице № 8. В таблице не показаны данные по визмуту из-за низкого

Таблица № 8

Элементы	Содержание в СПД шкале		
	Порог аномалий	Самое высокое содержание	Диапазон аномальных значений
сурьма	13	21	8
медь	15	21	6
свинец	10	21	11
серебро	10	19	9
визмут	3	14	11

№ 8. Параметры первичного геохимического поля в месторождении Биндт.

порога чуствительности анализа. Структура первичного геохимического поля системы индикаторов на изучаемом месторождении оказалась сложной не только в нормальной, а также аномальной его части.

Сложная структура первичного геохимическоо поля при литогеохимических поисках

Литогеохимия используется преимущественно для поисков рудных тел не выходящих на поверхность. Одним из основных методов литогеохимии является определение градиентов содержаний элементов — индикаторов в первичном ореоле рассения. При этом пользуются трендовым анализом данных по содержанию индикаторов из опробования буровых скважин или других разведочных работ. Сложная структура геохимического поля осложняет его трендовый анализ.

В качестве примера приведу анализ тренда содержаний меди в первичном ореоле рассеяния по данным буровой скважины № 1 на месторождении Биндт. На этой скважине глубиной 894 м путем графического линейного трендового анализа изучалось наращивание содержаний меди в висящем доке медьных рубных жил. На рис. № 4 линия усредненных содержаний (метод „скользающего окна“) в систематически отобранных пробах из бурового керна и определенные пороги аномальных содержаний меди (Ра) для отдельных горных пород в соответствии

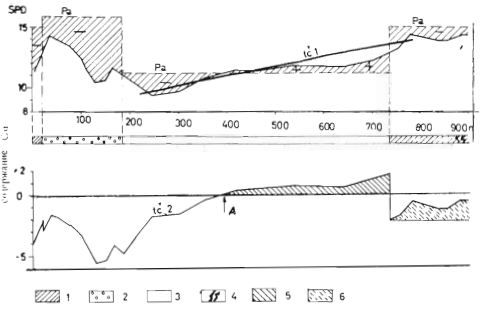


Рис. 4. Линейный трендовой анализ содержаний меди в буровой скважине Бт-1 на месторождении Биндт. 1. филиты — карбон, 2. конгломераты — карбон, 3. филиты — раковецкая сериая, 4. рудные жилы — 5. аномальные содержания меди, 6. аномальные содержания меди.

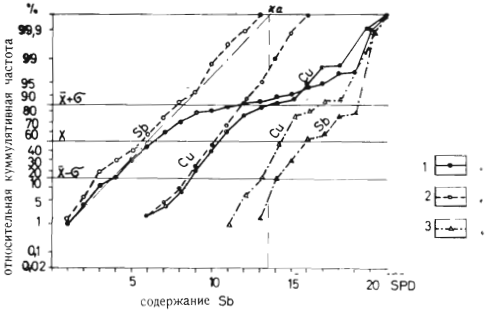


Рис. 5. Распределение содержаний сурьмы и меди в первичном геохимическом поле в месторождении Дубрава. 1. набор всех данных, 2. данные по неизмененным гранитоидам, 3. данные по измененным гранитоидам и кварц-антимонитовым жилам, X_a — порог аномальных содержаний сурьмы.

с таблицей № 8. Уже линия содержаний меди в раковецкой серии (линия $tč_1$ на рис. № 4) хорошо показывает наращивание ее содержаний в направлении к рудным жилам.

Учитывая разные значения порогов аномальных содержаний меди для отдельных горных пород (Pa), мы получили линию $tč_2$, которая одновременно в пункте А (рис. № 4), начало положительных (сигнализирует начало первичного ореола рассеяния). Пункт А находит почти 500 м над рудными жилами в вертикальном направлении. Для филитов карбона вблизи рудных жил общий вариационный диапазон значений нормального геохимического поля, в соответствии с чем возникли аномальные содержания меди.

Жилы антимонита в гранитоидах

Типовой объект — месторождение антимонита в Дубраве северо-южный пояс жил и вкраплений простого минералогического строения (в основном кварц, антимонит и пирит) находится в сравнительно широкой зоне гидротермально измененных гранитоидов. На основе минералогических исследований, проведенных М. Харманом (1956) и И. Хаком (1966) основной полезный минерал антимонит сопровождают и также индицируют элементы главного минерализационного периода (М. Харман) или второй стадии третьего минерализационного периода — сульфидической (И. Харман) в роде прямых индикаторов.

основные элементы Sb, Pb, Cu, Fe (антимонит, сульфосоли
Sb, Pb, Cu пирит),
редкие элементы: Au, Ag, Bi, Cd, Zu, Hg, Ni, Su
(в виде редких минералов или примесей в главных).

Рудные жилы (сурьму только косвенно) индицируют также минералы меди и цинка, а также элементы, принимающие участие в ходе изменения горных пород во время минерализационного процесса: K, Mg, Fe, Na.

Определение индикаторов и структуры геохимического поля

Для изучения структуры геохимического использовалось 285 пунктовых проб из квершлагов на месторождении, которые анализировались эмиссионным спектральным методом (данные в СПД шкале). При отборе проб в журнале указываются отдельно пробы из кварцевых рудных жил, дислокаций с милонитом, гидротермально измененных в неизмененных гранитоидов и их типов. При изучении дистрибуции содержаний сурьмы и других элементов в первичном геохимическом поле учтены отдельные типы горных пород и рудные, кварцевые жилы (рис. № 1).

По этой причине гистограмма разделилась на 2 части: набор данных по содержанию сурьмы преимущественно в неизмененых гранитоидах и набор данных — в кварцевых рудных жилах и интенсивно измененных горных породах. Первый набор данных мы считаем данными по нормальному и второй — по нормальному геохимическому только с порогом аномалий 13,6 СПД.

В основном прямая линия дистрибуции содержаний сурьмы и меди в неизмененных гранитоидах отражает гомогенность нормального геохимического поля относительно этих элементов. Частный набор данных аномальных содержаний является сложенным набором содержаний сурьмы и меди проб, отобранных из измененных гранитоидов, кварцевых

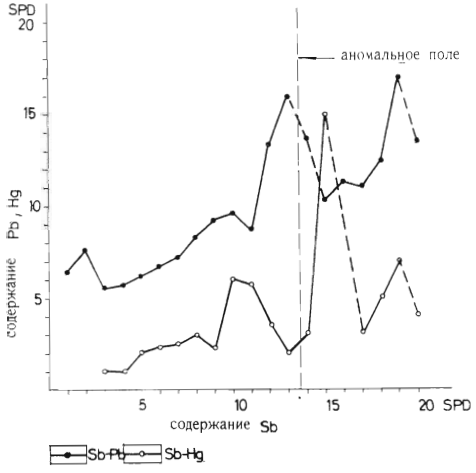


Рис. 6. Распределение содержаний меди, свинца, висмута и серебра в первичном геохимическом поле в месторождении Дубрава.

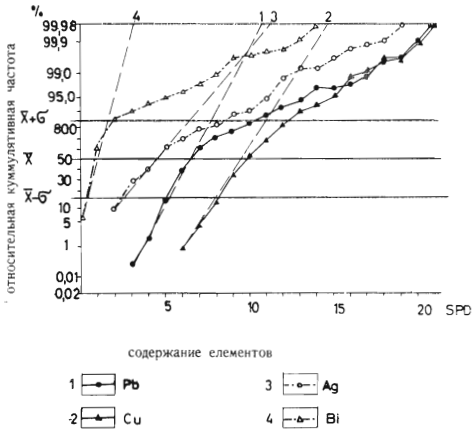


Рис. 7. Усредненные линии кореляции между металлическими элементами и сурьмой — совместная стадия минералообразования.

и антимонитовых жил. Следует примарный ореол рассеяния сурьмы и меди который оказывается сложным.

Диаграммы распределения содержаний свинца, серебра и висмута (рис. № 6) также отражают сложную структуру их первичного ореола рассеяния.

Остальные металлические элементы определены или в отдельных случаях и ничтожных количествах, или входят как основные компоненты в строение горных пород.

Изучив контрастность аномальных значений содержаний элементов — индикаторов, максимальный диапазон значений определен для свинца и висмута, меньше для серебра, сурьмы и совсем небольшой для меди (таб. № 9).

Кореляционные отношения между содержаниями сурьмы — как основного полезного компонента руды — и остальными элементами — индикаторами определено графическим путем (рис. № 7 и № 8). Кореляция между Sb и Pb, Hg сохраняется в неизмененных горных породах и первичном ореоле рассеяния (аномальное поле). Это соответствует предположению И. Хака (1966) о выпадении этих элементов из гидротерм на одной минерализационной стадии. Существование кореляционных отношений между содержаниями Sb и Cu, Bi, Ag только в околорудных горных породах (рс. № 8) связывается с редким присутствием минералов Cu, Bi, Ag в рудных жилах и подтверждает результаты исследований И. Хака (1966), который образование этих минералов предполагает на минерализационной стадии отдельно от образования антимонита.

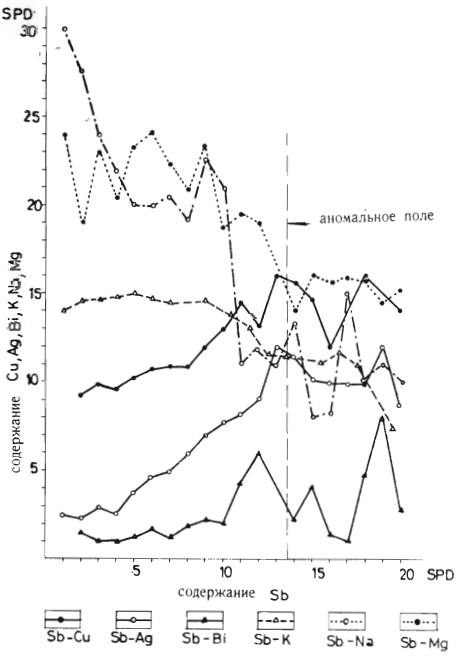


Рис. 8. Усредненные линии положительной и отрицательной кореляции между сурьмой и элементами, образованными в отдельной стадии минералообразования от сурьмы и элементами изменения горных пород.

Вынос некоторых породообразующих элементов из боковых зорных пород во время минерализационного процесса и возникновения антимонитовой руды происходил с разной интенсивностью, которая понижалась в соответствии с опытным рядом Na — Mg — K (рис. № 8). Самый низкий вынос калия в соответствии с повышением содержаний сурьмы связан с образованием серицита в процессе изменения гранитоидов.

Степень кореляции содержаний между элементами — индикаторами и основным полезным элементом Sb разна в первичном ореоле рассеяния и врудных жилах — Таб. № 10). В таблице слева на-

Таблица № 9

Элементы индикаторы		Значения содержаний в СПД шкале		
		Диапазон аномальных содержаний	Порог аномальных содержаний там	Определенная кореляция к элементом
Медь	1.	0,5	18,1	Ag, Bi
	2.	1,5	11,7	
	3.	1,0	15,0	
	4.	1,0	15,9	
	5.	7,0	11,4	
Серебро	1.	1,4	3,6	Cu
	2.	5,4	3,6	
	3.	3,0	4,0	
	4.	8,6	4,4	
	5.	2,5	1,9	
Олово	1.	1,0	4,0	Не обнаружена
	2.	6,0	4,0	
	3.	11,0	4,0	
	4.	2,8	3,2	
	5.	5,0	4,5	

1. сланцы, перьм, 2. конгломераты, перьм, 3. филиты, карбон,
4. конгломераты, карбон, 5. филиты раковецкой серии.

№ 9. Контрастности аномальных содержаний выделенных элементов в месторождении Дубрава.

Таблица № 10

Тип кореляционных отношений к Sb	Ореол рассеяния	Околорудные горные породы
Положительная	Pg, Hg,	Pb, Hg, Bi, Ag, Cu
Отрицательная	ФК	Na, Mg, K

№ 10. Параметры первичного геохимического поля в месторождении Дубрава.

право упорядочены металлические в соответствии с определенной контрастностью аномалий, породообразующие элементы в соответствии с понижающейся степенью кореляции к сурьме. Самые контрастные аномалии можно ожидать от содержаний свинца и натрия.

Заключение

Для пояснения некоторых вопросов изучения структуры первичного геохимического поля с целью поисков руд на поверхности и под землей избрались два отличающихся типа первичных геохимических полей.

Сложную структуру первичного поля относительно выделенных элементов-индикаторов (Cu, Sb, Ag, Bi, Sn) мы определили для месторождения комплексных сидерит-сульфидических руд на Биндте. Горные породы перьмы (конгломераты и сланцы), карбона (конгломераты и филиты) и филиты раковецкой серии обусловляют распределение содержаний индикаторов в них, и также избирательно влияют во время рудообразующего процесса на диапазон содержаний меди и серебра в аномальном поле (олово из-за отсутствия кореляции к сурьме в указанном случае не считается геохимическим индикатором). По этой причине порог аномальных индикаторов в упомянутых горных породах разный преимущественно для меди в филитах раковецкой серии (7 СПД), для серебра в конгломератах карбона (8,6 СПД) и конгломератах перьмы. Отсутствие кореляционных отношений между медью и серебром и серебром визмутом в гидротермально неизмененных горных породах свидительствуют о совсем взаимно неотвисимом поведении этих элементов в рудообразующем процессе. Высокая степень кореляции между этими в первичном ореоле рассеяния показывает их совместное поведение в минерализационном процессе. Этот факт принимается за обоснования суммирования содержаний этих элементов при геохимических поисках с целью повышения контрастности аномалий. Сложную структуру геохимическохо поля следует учитывать при пользовании трендовым анализом для обработки данных литогеохимических поисков.

Простой оказалась структура первичного геохимического поля в месторождении антимонита в месторождении Дубрава. Степень кореляции между сурьмой и выделенными металлическими элементами хорошо соответствует с их присутствием в одном Pb или разных (Bi, Cu, Ag) стадиях минерализационного процесса. Из-за этого Bi, Cu и Ag могут индицировать только рудные жилы, но не могут антимонитовую руду. Обратное кореляционное отношение оказалось между содержаниями сурьмы и натрия, магнезия и калия — элементами интенсивно выносимыми из зоны гидротермально измененных горных пород. Выразительные аномалии в первичном геохимическом поле образуют положительную — свинец и отрицательную — натрий.

Поступила. 20. 2. 1973
Рецензия: И. Славик

Геолого-разведочное управление
Спишска Нова Вес

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. práce, Zoš. 58 (Bratislava), s. 5—221.

ČILLIK, I. 1972: Zjednodušený spôsob určovania prahu anomálnych hodnôt pri geochemickom vyhľadávaní ložísk nerastných surovín. Geol. pržzk., 10 (Praha), s. 292—295.

FORGÁČ, J. 1970: Distribúcia stopových prvkov v komplexe neovulkanitov v okolí žíl v Banskej Štiavnici. Mineralia slovaca, 5. (Bratislava), s. 13—24.

GUBAČ, J. 1962: Okolorudné premeny sideritového zrudnenia v horninách porfýrového vulkanizmu v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 61 (Bratislava), s. 169—173.

GUBAČ, J. 1964:JPoznámky k vyhľadávaniu ložísk pod horninami permu na základe štúdia premien okolitých hornín. Zpr. geol. výsk. v roku 1963, sv. 2 (Bratislvava), s. 39—40.

GUBAČ, J. 1965: Ovplyve hornín rakoveckej série na žilnú mineralizáciu. Zpr. geol. výzk. v roku 1964 (Bratislava), s. 40—41.

HAK, J. 1966: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonových ložisek. Sbor. geol. věd., TG, sv. 7 (Praha), s. 71—144.

HARMAN, M. 1956: Geologické a paragenetické pomery SZ časti dúbravského Sb ložiska a niekoľko poznámok k zrudneniu Nízkych Tatier. Geol. práce, Spr. 6 (Bratislava), s. 56—66.

HALAHIJOVÁ-ANDRUSOVOVÁ, G. 1964: O genéze dobšinských rudných žíl. Geol. práce, Spr. 33 (Bratislava), s. 53—66.

SCHEJBAL, CT. 1970: Primární geochemické, geofysikální a petrografické anomální zóny v okolí rudních žil Banská Štiavnica. Geol. pržzk. 9 (Praha), s. 257—259.

VÁCLAV, J. 1961: Predbežná správa o štruktúrne-tektonickom a metalogenetickom výskume oblasti JZ od Švedlára. Geol. práce. Spr. 22 (Bratislava), s. 51—67.

Some questions of primary geochemical fields in geochemical prospection of ores

IVAN ČILLÍK

For the treatment of the questions of the structure of the primary geochemical field for the sake of searching for ores at and below the surface different types of primary geochemical fields have been chosen.

A complicated structure of the primary geochemical field regarding to the chosen elements-indicators (Cu, Sb, Ag, Bi, Sn) displays the deposit of complex siderite- suplphide ores of Bindt. Permian (conglomerates and shales), Carboniferous rocks (conglomerates and shales) and phyllites of the Rakovec Group influence distribution of indicators contents in them, influence by selective action in mineralization processes also the variation range of contents values in the anomalous field, mainly of copper and silver as well (tin is not a geochemical indicator in this case). So the threshold of anomalies for the mentioned types of rocks is different mainly at copper and in phyllites of he Rakovec Group at silver. The greatest variation range in the anomalous area has been found at copper in phyllites of the Rakovec Group (7 SPD), at silver in Carboniferous conglomerates (8, 6 SPD) and then in Permian conglomerates. This fact testifies to the seledtive effect of these rocks in the mineralization processa, at these elements. Lacking correlative relations between copper and silver, bismuth in hydrothermally unaffected rocks testify to a wholly independent occurrence of these elements there. The high degree of correlation in the primary aureole of the deposit is, in turn, an evidence of their common history in the process of mineralization This justifies summing up of their contents in geochemical search for ores of this type for the sake of stressing of anomalies. The complicated structure of the geochemical field should be taken into regard in the trend analysis in lithogeochemical searching.

A simple structure of the primary geochemical field displays the deposit of antimonite in granitoids in Dúbrava. The intensity of correlation between antimony and the selected ore elements corresponds well with their occurrence in one (Pb, Ag) or various stages (Bi, Cu, Ag) of mineralization. Therefore Bi, Cu, Ag can indicate ore veins, but not antimony ore. Indirect correlative relation of various intensity is between the contents of antimony and sodium, magnesium and potassium, elementsa intensely carried away from the zone of hydrothermally altered rocks. Most contrasting anomalies in the primary geochemical field can be provided by lead and negative by sodium.

Translated by J. Pevný

Niektoré otázky štúdia primárnych geochemických polí pri geochemickej prospekcii rúd

IVAN ČILLÍK

Na rozbor otázok štruktúry primárneho geochemického poľa za účelom vyhľadávania rúd na povrchu a pod zemou sa vybrali odlišné typy primárnych geochemických polí.

Zložitú štruktúru primárneho geochemického poľa vzhľadom na vybrané prvky indikátorov (Cu, Sb, Ag, Bi, Sn) má ložisko komplexných siderit-sulfidických rúd na Bindte. Horniny permu (zlepence a bridlice), karbónu (zlepence a bridlice) a fylity rakoveckej série ovplyvňujú distribúciu obsahu indikátorov v nich, selekčným pôsobením pri mineralizačných procesoch ovplyvňujú aj variačnú šírku hodnôt obsahu v anomálnom poli najmä medi a striebra (cín v tomto prípade nie je geochemickým indikátorom). Preto prah anomálií spomenutých typov hodnín je rozličný najmä pri medi a vo fylitoch rakoveckej série pri striebre. Najväčšie variačné rozpätie v anomálnej oblasti sa zistilo pri medi vo fylitoch rakoveckej série (7 SPD), pri striebre v karbónskych zlepencoch (8,6 SPD) a potom v zlepencoch permu. To svedčí o selečnom účinku týchto hornín a prvkov pri mineralizačnom procese. Neprítomnosť korelačných vzťahov medzi meďou a striebrom, bizmutom v hydrotermálne nepostihnutých horninách svedčí o úplne nezávislom vystupovaní týchto prvkov v nich. Vysoký stupeň korelácie v primárnej aureole ložiska je zasa dôkazom o ich spoločnej histórii v mineralizačnom procese. To oprávňuje nesčítavanie ich obsahov pri geochemickom vyhľadávaní rúd tohto typu na zvýraznenie anomálií. Zložitú štruktúru geochemického poľa treba brať do úvahy pri trendovej analýze v litogeochemickom vyhľadávaní.

Jednoduchou štruktúrou primárneho geochemického poľa sa vyznačuje ložisko antimonitu v granitoidoch v Dúbrave. Intenzita korelácie medzi antimónom a vybranými rudnými prvkami veľmi dobre korešponduje s ich vystupovaním v jednom štádiu (Pb, Ag) alebo rozličných (Bi, Cu, Ag) štádiách mineralizácie. Z toho dôvodu Bi, Cu, Ag môžu indikovať rudné žily, ale nie antimónovú rudu. Nepriamy korelačný vzťah rozličnej intenzity je medzi obsahom antimónu a sodíka, horčíka a draslíka, teda medzi prvkami, ktoré sú intenzívne vynášané z pásma hydrotermálne alterovaných hornín. Najkontrastnejšie anomálie v primárnom geochemickom poli môže poskytnúť olovo a negatívne sodík.

Mineralia slovaca, 5, 2, 205—220 (1973)

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОКРЕСНОСТЕЙ ВИШНЫХ РУЖБАХ

ВЛАДИМИР ГАНЗЕЛ* — ТОМАШ РЕПКА**

Les eaux souterraines des environs de Vyšné Ružbachy

La contribution contient un apercu bref des résultats récents des rehcərches hydrogéologiques des environs de sources des eaux minérales de Vyšné Ružbachy, acquis par les auteurs durant les années de 1969—1970. A part la cannaissance des conditions hydrogéologiquesdes eironvns immédiats de la station thermale on avait obtenu aussi certaines connaissances géologiques nouvelles qui sont aussi traitées dans l'article.

Окрестность Вышных Ружбах с наличием минеральных источников, с сухими выделенями CO_2 и травертина привлекало уже в прошлом внимание многих геологов. Новые познания об этом района приносит гидрогеологическая разведка в 1969—1970 годах, которой решалась возможность нарушения режима минеральных вод эксплоатацией травертинов в временном поясе охраны водных ресурсов курорта. Эти травертины используются как материал для нужд международных симпозиев скульпторов, которые здесь проводятся ежегодно. Для решения упомянутой проблемы мы использовали комплекс метод, прежде всего детальное гидрогеологическое картирование в масштабе 1:5000, географическое и висотное измерение всех минеральных источников и карьера, гидрохимическое картирование, газовую съёму (определение содержания CO_2 в почвеном вовздухе), геофизикальное измерения, гидрометрические работы, разведку буровими скважинами (5 скважин на глубину 40 м). В течении всей разведки проводились измерения режима подземных источников минеральных вод и некоторых характерных источников простых подземных вод.

Интерпретацией результатов полученных приведенными методами получился ряд новых геологических и гидрогеологических познаний, которые описаны в нашей статье.

* RNDr Vladimír Hanzel, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

** RNDr Tomáš Repka, Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, závod Bratislava.

Геологическое строение региона

На геологическом строении региона Вышне Ружбахи принимают участье осадочные породы мезозойского, палеогенного и четвертичного возрастов.

Породы мезозойского возраста обнажаются в виде острова из под выше залегающих осадочных пород палеогена. Ружбашски мезозойский остров протягивается в направлении ЮЗ—СВ, имеет длину 7,5 км, ширину 1,5—1,8 км с Топорца в доль СВ каймы подтатранского разлома и в долине ручья Риска у Вышне Ружбахи погружается под породы палеогена. Мезойские породы относят к покрову Крижна и считают их продложением свиты Хаврана (А. Матейка — Д. Андрусов 1931, М. Магель 1963). Самой древней до сих пор известной свитой являются серые массивные доломиты, которые выходят на поверхность в долине ручья Заложны. Их мощность предпологается 150—250 м.

Верхняя часть доломитов постепенно переходит в осадки койпра что отражается в их зелённой окраске, матрацевидным наслоением и развитием включений пачек сланцев. Вообще койпер представлен красноватофиолетовыми сланцами, чередующимися с кварцитами и песчаниками. Мощность свиты местами больше 150 м. Иногда в виде линэ здесь установили и рет (М. Магель 1963), представленный органогенными известняками и мергелистыми сланцами. Нижний леяс представлен мергелистыми сланцами, мергелями и песчаниками.

Средный леяс представлен тёмносерыми известняками с линзами роговиков и прослоями криноидных известняков. Стратиграфически высшим членом являются мергели и пятнистые мергелистые известняки. Над отложениями мезозоя выступает свита палеогенных отложений в отдельных случаях представленная нумулитовыми известняками и конгломератами. Существенная часть палеогена представлена песчано-слануеватой свитой.

Четвертичные отложения представленны в виде глинистообломочных пород, флювиальных отложений и травертинов. Часть флювиальных осадков состоит из глин, глинистых щебней и песков образующих узкую пойменную террассу ручья Риека и руья Заложный. Вторая часть флювиальных осадков состоящая из песчанистого щебня и песков, которые чередуются с тонкими прослоями травертинов, и образуют террассу, находящуюся высше предыдущей, которая на южной окраине В. Ружбах достигает мощности 3 м. Найбольшее площадное распрестранение имеют травертины. У В. Ружбах занимают площадь около 0,9 км^2. Находятся в виде нескольких непрерывных островов. Их мощность потверждена скважинами VRH-1, VRH-1a, VRH-2, VRH-4, VRH-5, а также геофизикальными измерениями и достигает максимально до 17 м. Тела травертинов расположены на выветренном основании, которое имеет неравномерную сжимальность и вследствии этого оны значительно трещиноваты.

Травертины образовались осаждением из минеральных вод, а то частично непосредственно при источниках, частично в удалении от ьих в направлении стока минеральной воды. Их расширение следовательно обусловленно первоначальными источниками и рельефом древнего осно-

вания. Процесс образования травертинов продолжается до сих пор, что можно наблюдать на минеральном источнике Ян. Между травертинами были разширены два типа, чистые, белые травертины, находящиеся прежде всего на контакте мезозоя и палеогена, вдоль подтатранского разлома и жёлтоватые до красноватых, менее чистые травертины с примесью других частей (песок, щебень, глина и другие). Первый тип наверно осаждался в близы источников минеральных вод и другой тип на определённом растоянии от этих источников, и при этом одтекающая минеральная вода на своем пути загрязняется окружающим материалом. Двухвалентное железо окислилось в трёхвалентное и окрасило травертины до жёлтокрасна. Осаждение второго типа травертинов было более подробно проверено также разведочными работами, которые в почве травертинов, в области карьера, установили слой среднезернистых песков мощностью 10—13 м. Пески наверно представляют аккумулясионный продукт на слиянии местных ручей. Потверждает это и присутствие плохо обработанных травертиновых обломков в скважине VRH-1. Травертины здесь осаждались на горизонте песков из минеральной воды, выходящие пути которой находились на СЗ от сегоднящего карьера, это значит в близости подтатранского ралома. При выветривании в обнажениях возможно очень хорошо наблюдать слоистость травертинов.

Ружбашский мезозойский остров тектонически принадлежит к основанию выразительной палеогенной антиклинальной зоны хромошской шамбронской пояса (Ф. Хмелик 1960), который протягивается от Гуменских гор до области Шамброна, где погружается под самые молодые слои палеогена Левочских гор. Под ними продолжается далее в область Вышых Ружбах, где в результате надвига, на подтатранском разломе выходит на поверхность. На разломе соприкасаются осадки мезозоя с палеогенном. Его распространение на глубину очевидно очень большо. Електрическое профилирование определило в районе курорта очень высокие сопротивления под травертиновым слоем, что приводит к предположению, что подтатранский разлом здесь сопровождается меньшими разломами, или что здесь приходит к его разветвлению и наверно к выходу на поверхность карбонатов или кварцитов мезозоя.

Подземные воды района

Циркуляция подземных вод или гидрогеологический характер окресностей Вышных Ружбах обусловлен сложным тектоническим строением всего ружбашского мезозойского острова. Осевое поднятие мезозойской антиклинали крижнянского покрова в сочетании с сбросом, который ограничивает мезозойский остров из ЮВ представляет выходящую ветвь родниковой структуры минеральных вод. Эти воды формировались в результате глубокой циркуляции в известняках и доломитах мезозоя заключённых в водонепроницаемой кровельной койпра (О. Гинне 1963). В натуральные источники минеральная вода была вдавленна в результате гидродинамических отношений особенно из места стыка мезозоя с палеогеном имеющего характер разлома. В этой структуре возникает значительная концентрация подземных вод в хорошо проницаемых

Таблица химизма подземных вод

Таблица № 1.

Название источника	1	Изабела	Кратер	Войтех	Ондрей	Светены 1	Светены 2	Шенсны	Ян	Новы	Беатрикс
Времия отбора	2	26. II. 64	26. II. 64	3. 9. 64	3. 9. 64	3. 9. 64	26. II. 64	22. 10. 64	22. 10 69	22. 10. 69	22. 10. 69
Темпер. воды °C	3	20,1	—	20,5	20,5	18,7	20,2	—	18,2	16,3	11,8
pH	4	5,7	5,9	5,9	5,7	6,1	15,6	5,7	6,6	6,5	6,8
CO_2 (mg/l)	5	457,6	415,8	480,92	444,4	457,6	471,56	449,7	283,68	414,04	146.52
общая минерализ. (mg/l)	6	1548,96	1702,84	1598,9	2018,1	1006,8	1757,91	1707,01	1736,27	1736,27	764,88
Li^+	7	—	—	—	—	—	—	—	0,48	0,47	0,17
Na^+ (mg/l)	8	32,00	34,20	38,00	44,0	48,40	48,20	34,70	33,40	33,40	8,50
K^+ (mg/l)	9	11,60	12,30	9,80	8,90	12,90	12,00	11,50	8,40	8,80	3,10
NH^+_4 (mg/l)	10	st.	st.	0,025	0,03	0,01	0,02	0	0,18	0,30	0.18
Ca^{+2} (mg/l)	11	254,34	275,93	211,64	223,08	337,48	308,88	193,75	278,16	278,16	119,64
Mg^{+2} (mg/l)	12	75,68	80,84	98,04	89,44	82,65	99,76	78,60	78,65	1,01	42,35
Fe^{+2} (mg/l)	13	0	0	0	0	0	0	0	0,04	81,67	0,19
Mn^{+2} (mg/l)	14	st.	0	0,035	0,03	0,05	0	0	st.	0,04	st.
Cl^- (mg/l)	15	13,00	18,50	6,0	5,50	9,00	5,0	17,50	20,11	17,55	9,96
NO^-_2 (mg/l)	16	0	st.	1,00	6,8	2,10	14,80	0	0,40	st.	1,10
SO_4^{-2} (mg/l)	17	178,17	210,27	197,10	183,93	257,19	261,30	210,51	211,92	220,56	67,07
HCO^-_3 (mg/l)	18	982,27	1070,74	1037,20	1037,20	1269,00	1256,90	1104,30	1074,68	1093,66	517,08
S_1 (mval %)	19	8,20	7,61	9,30	10,40	9,20	9,30	7,80	7,92	7,88	4,86
S_2 (mval %)	20	12,30	13,10	10,50	8,70	11,80	13,70	13,80	14,16	14,26	12,00
A_1 (mval %)	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A_2 (mval %)	22	79,50	79,30	80,20	80,90	79,00	78,0	78,40	77,92	77,70	83,06
A_3 (mval %)	23	0	0	0	0	0	0	0	st.	0,16	0,08
Mg/Ca	24	0,499	0,48	0,76	0,66	0,40	0,53	0,44	0,47	0,48	0,58
Na/K	25	3,52	4,73	6,60	8,50	6,40	6,84	5,10	6,76	6,46	4,68
HCO3/Cl	26	31,06	31,76	100,59	109,68	82,21	146,09	36,71	31,06	36,21	29,86
SO_4/M	27	0,088	0,098	0,09	0,09	0,102	0,104	0,10	0,10	0,10	0,08
Химическая характеристика	28	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	Ca/Mg/ HCO_3	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$

Продолжение таблицы № 1.

1	30	31	Роберт	20	24	29	32	VRH 1-a	VRH 2-a	13	Кислы I	Кислы I
2	15. 7. 70	15. 7. 70	22. 10. 79	16. 9. 69	16. 9. 69	16. 9. 69	15. 7. 70	17. 8. 70	28.8. 70	16. 9. 69	22. 10.69	22. 10. 69
3	14,0	13,2	10,5	10,0	10,0	10,0	10,0	11,2	13,0	10,0	6,1	10,8
4	7,3	7,3	6,9	7,6	8,1	8,2	6,7	6,7	8,0	8,2	5,4	7,2
5	317,0	391,7	60,28	40,97	27,93	25,09	33,4	36,51	31,93	17,51	958,60	563,20
6	1582,6	1683,6	509,8	659,0	430,0	374,7	606,6	676,6	439,4	300,3	778,92	907,45
7	0,40	0,50	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,05	0,15	0,20
8	24,40	26,0	3,0	12,80	1,20	2,40	50,0	3,10	4,60	2,40	9,40	4,40
9	14,60	10,80	0,90	2,40	0,70	0,60	1,40	0,90	2,20	0,70	2,20	2,90
10	0	0	0,18	0,02	0,02	0,02	0	0,06	2,20	0,01	0,32	0,28
11	268,70	293,20	106,67	105,20	85,00	85,00	65,10	143,40	84,40	67,80	134,80	160,83
12	69,00	72,50	12,71	32,10	13,40	5,60	28,20	12,47	12,10	3,50	19,36	40,53
13	0	0	0,14	0	0	0	0	0,20	0	0,30	13,00	3,60
14	0,10	0	st.	0	0	0	0	0	0	1,04	st.00	
15	20,80	18,50	8,26	4,70	4,10	4,40	5,70	9,00	7,00	5,10	14,18	8.28
16	36,30	36.10	4,5	0	0,01	0,2	25,00	28,00	0	0,03	0,40	0,40
17	237,10	258,50	25,10	61,70	22,60	33,30	39,90	17,70	37,00	29,20	19,75	15,64
18	897,00	958,00	347,0	433,30	292,90	238,00	348,00	445,40	280,70	183,10	512,08	670,12
19	7,50	6,70	2,72	7,44	1,56	2,78	18,12	2,28	7,04	3,38	5,42	2,60
20	21,88	22,50	10,06	9,20	9,34	14,56	0	10,60	10,70	16,68	3,52	2,36
21	0	0	0	0	0	0	10,40	0	0	0	0	0
22	70,56	70,80	87,14	83,36	89,10	82,66	71,42	87,12	82,26	79,94	85,66	93,94
23	0,06	0	0,08	0	0	0	0,04	0	0	0	5,40	1,12
24	0,42	0,40	0,20	0,50	0,26	0,11	0,71	0,14	0,24	0,085	0,24	0,4
25	3,15	4,74	5,65	9,06	2,92	6,81	60,50	5,85	3,56	5,80	7,30	2,58
26	25,06	30,93	24,45	53,58	41,52	31,45	39,20	28,76	20,65	20,86	20,98	47,13
27	0,12	0,12	0,04	0,07	0,04	0,08	0,05	0,02	0,07	0,08	0,02	0,01
28	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	смешанные	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$	$Ca\text{-}HCO_3$

известняках и доломитах, которые обнажаются в ручьи Залежном под свитой койпра. Их инфильтрационной территорией является мезозой Беланских Татр (М. Магель 1952). В райне выхода минеральных вод к поверхности в мезозое и в прилегающих осадках палеогена существует также мелькая циркуляция подземных вод, которые в определённых местах смешиваются при своём выходе на поверхность с водами глубынной циркуляции. Дальшим важным фактором, оказывающим влияние на гидрогеологическую обстановку площади, является значительное распространение на глубину тектонических линий, на которые действуют как подводящие пути углекислоты глубинного происхождения. CO_2 таким образом поступает в минеральные воды, а также поступает в воды мелкой циркуляции и даже выступает на поверхность и в виде сухих выбросов газа.

На основании этих условий циркуляции и химизма различаем в области Вышных Ружбах четыре группы подземных вод:

В первую группу включаем минеральные воды. Хотя собственная структура источника не была в рамках разведочных работ подробно исследована, всё таки были полученны новые подробные данные, которые в самом деле потверждают до сих пор принятые взгляды (М. Магель 1949, 1963). Для структуры выходящей ветвьи характерен термальный сифон, но уже М. Магель 1948 указывает на возможность возникновения самостоятельной мелкой циркуляций в этой структуре. Такую циркуляцию, согласно нашим знаниям, представлет нахождение до сих пор неизвестного источника Беатрикс в долине рулья Заложные (описан во второй группе вод). В одну циркуляционную ветвь, которая представляет главный приток глубинных мпнеральных вод принадлежат следующие источники: Изабела, Щенсны (фото № 2), Кратер (фото № 1), Войтех, Ондрей, Новы, Ян, Светены I, Светены II, временный истрчник Мочидло и исчезнувший источник Мочидло и исчезнувший источник Лесны. Их обстановка обозначена на рысунке № 1. Эти все источники выступают на поверхность через свиту койпра. Общая продуктивность источников колеблется в порядке 80—85 литров/секунда. Более точные данные о балансе до сих пор не были полученны из за большого рассеяния некоторых источников при их выходе на поверхность (особенно в долине ручья Заложны). Самым продуктивным источником улавленным скважиной является Изабела, из которого для снабжения водной станции пляжа отнимают 65—80 л/с (смотри тоже О. Гинне 1963). Максимальое отнимание из этого источника обыкновенно обусловливает понижение продуктивности на других источниках (особенно Кратер, Щенсны, Мочидло и др.). В результате чего у них иногда появляется нулевая продуктивность (таблица № 2). Температура воды у отдельных источников значительно колеблется, что обусловленно разной степенью охлаждения у разных рассеянных восходящих путей. Колебание температуры тоже наблюдать у отдельных источников в течении одного года, что обусловленно влиянием климата (таблица № 2). Из точки зрения гидрохимии все эти воды гидрокарбонатно-кальцевого типа с повышенным содержанием магния и сульфатов (таблица № 1). До сих пор невыяснен вопрос если слабо проявляющаяся кальцит-сульфатная составная генетически связана с выше лежачим койпром, или

Фото № 1. Часть минерального источника Кратер, края которого созданы пористыми осадками источника.

Photo No1.
Part, of the mineral spring Kráter, the edges of which are formed by the porous sinter of the spring.

с нижним трясом (С. Газда ин В. Ганзел — Т. Репка 1970). Общая минерализация воды колеблется с 1502,6 мг/л (Изабела) до 2108,9 мг/л (Кратер) (данные согласно режимным наблюдениям). На основе опыта реконструкции развития химизма этих вод (С. Газда ин В. Ганзел — Т. Репка 1970) согласно существующим анализам констатируется, что в течении иоследных 40 лет произошло общее количественное выразительное диференцированные понижение общей минерализации. Самое большое понижение наблюдается у источника Изабела, меньше всего у источника Светены I. Понижения химизма былы способствованы наверно частыми вмешательствами в их восходящие пути, чему можно приписать изменение гидродинамических условий. В течении разведочных работ проводились годовые наблюдения колебания содержания CO_2 в отдельных источниках, результаты которого графически изображены на рысунке № г. Содержание CO_2 минеральных источников колебаются с 350 мг/л (Ян, Новы) до 1400 мг/л (Щенсны и др.). Колебания CO_2 у отдельных источников аналогичны, исключения появляются у источников Щенсны и Кратер, где на продуктивность сильно влиял отбер воды из скважины Изабела. У ионов SO_4 содержание в течении всего времени было почти одинакого. Замечательно, что только у источника Щенсны и Кратер весной (март—май) отчётливо повы-

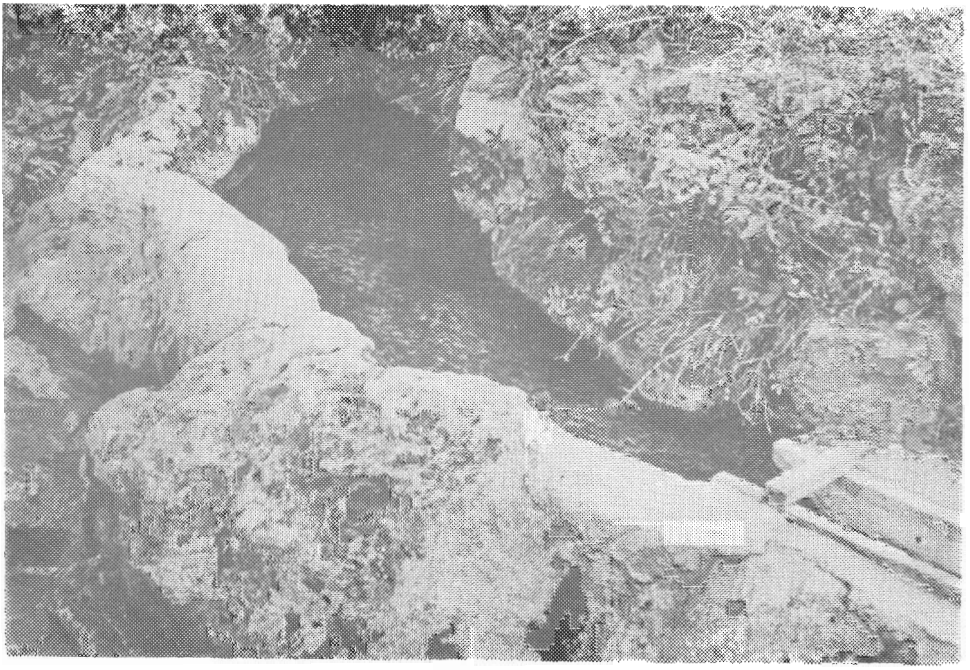


Фото № 2. Источник минеральной воды Щенены, исток которого исправляли искусственным путем.

Photo No2.
The mineral water spring Ščesný, whose mouth was artificially adjusted.

шается эта составляющая (с 200 мг/л до 500 мг/л). У источника Щенсны в это времия одновременно повышается продуктивность с 50 л/мин. на 90 л/мин. и температура повышается с 21 °C на 23 °C. Зависимость этих параметров у источника Кратер аналогична. Температура повышается с 15 на 23 °C, продуктивность с 7 до 11 л/с, при этим, ещё во время наблюдения повышения составляющей SO_4 опять понизилась до 8 л/с.

Большие колебания температуры на этом источнике нужно приписать влиянию климата. При наблюдении содержания составных частей CO_2 и SO_4 в соответствии на продуктивности не были замечены никакие закономерности. Колебания некаторых данных полученных на источниках в течении сентябрь 1969—август 1970 приводим в таблице № 2.

Из дальнейших важных общих заключений о минеральных источниках нужно привести этот факт, что все старые восходящие пути минеральных вод в палеогенных отложениях сегодня уже закупорены. К закупорению приходит постепенно в зоне окисления. Свою активность сохранились свиты мезозойских отложений в области подтатранского разлома, с которым связаны все нынешние подъёмы минеральных вод. Миграция источников или путей подъёма до сих пор непрекращена. Поэтому надо главные источники минеральных вод удерживать в действии искуственным путьём (регуляция источников Изабела и Кратер). К исчезающим источником можно присоединить и Мочидло, Войтех, Ондрей

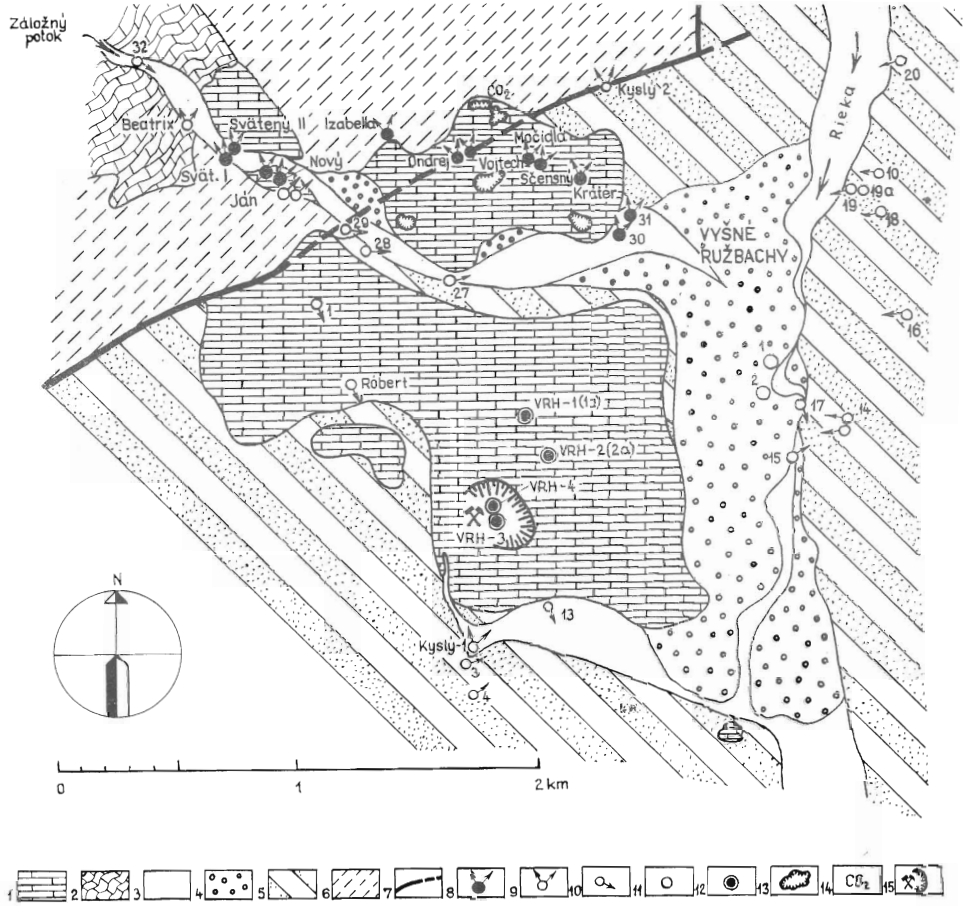


Рисунок № 1. Схематическая гидрогеологическая карта окресностей Вышних Ружбах. Автор: В. Ганзен и Т. Репка 1970.
1. Породы интенсивно наводненые — пористая проницаемость; 2. Доломиты среднего триаса, породы менее интенсивно наводненые — трещиная и пористая проницаемость: 1. травертины, 3. — флювиальные осадки поименной терассы, 4. флювиальные осадки выше залегающей терассы чередующиеся с травертинами, породы слабо наводненные трещиная и пористая проницаемость, 5. песчаники и мергели палеогена, 6. сланцы с пачками кварцитов и доломитов, койпер, 7. разломы, 8. источники минеральной воды с повышенным содержанием CO_2, 9. источники простой воды с повышенным содержанием CO_2 10. остальные источники, 11. колодцы с повышенным содержанием CO_2 в воде, 12. скважины, 13. — древние, 14. — выброс сухой CO_2, 15 — карьер.

Fig. 1 Schematical hydrogeological map of the vicinity of Vyšné Ružbachy.
Compiled by V. Hanzel and T. Repka (1970).
Explanations:
Extremely aquiferons rocks — joint permeability: 2 — Middle Triasscic dolomites, moderately aquiferous rocks — joint and pore permeability: 1 — travertines, 3 — fluvial sediments of the valley terrace; 4 — fluvial sediments of a higher terrace alternating with travertines; slightly aquiferons rocks — joint and pore permeability: 5 — sandstones and claystones of the Paleogene, 6 — shales with layers of quartzites and dolomites, Keuper; 7 — faults; 8 — Mineral springs with inereased CO_2 content;
10— other springs; 11 — walls with the inereased CO_2 in water; 12 — boreholes; 13 — former craters; 14 — emission of dry CO_2; 15 — aquarry.

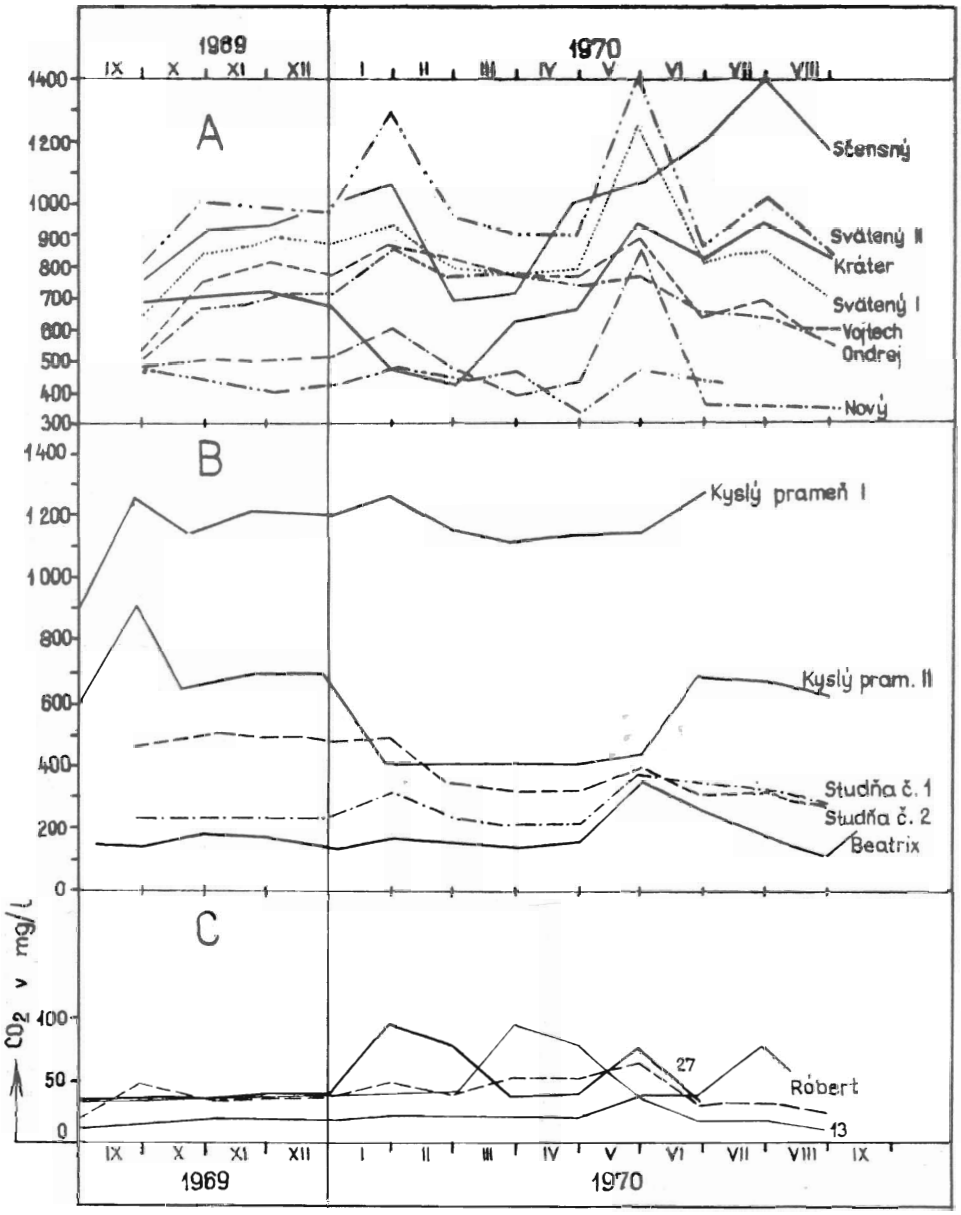


Рисунок № 2. Колебание содержания CO_2 в водах: А — минеральных (глубинная циркуляция). Б — простых с повышенным содержанием CO_2 (Мелкая циркуляция), С — простых, без содержания газов.

Fig. 2: Fluctuation of CO_2 content in: A — mineral waters (deep circuit); B — water with inereased CO_2 content (schallow circuit); C — non — gasified water.

и наверно и Новы. Старые пути подъёма закупорены так безупречно, что несмотря на их ниже расложенную базисс источника в сравнении с современными источниками невозможно предполагать возобновление их деятельности. На хорошую проницаемость мезозойских отложений на глубину в области подтатранского разлома показывают и выходы CO_2 на поверхность.

На основе газометрических измерений содержания CO_2 в почвенном воздухе пути его поднимания приблизительно перекрываются с расширением минеральных источников. Повышенные содержания CO_2 в почвенном воздухе были обнаружены в узкой полосе, которая протягивается от источника Беатрикс долиной ручья Заложны, после этого поворачивается в направлении местонахождения источников вплоть к источнику Кратер. Область источника Войтех выразительно разширяется на север, вплоть до свиты койпра. Здесь приходит в старых жерлах и также к выбросам сухого CO_2 на поверхность (рис. № 1). Здесь во выполнении дна жедла были измерены содержания CO_2 даже 95 %.

Во второю группу подземных вод включаем источники Беатрикс, источник № 30 и 31. Это без сошнения воды смешаные. Источник Беатрикс в долине ручья Заложны представляет наверно выход самостоятельной, релативно мелкой ветви циркуляции в Мезозойских отложениях. Его газонасыщенность CO_2 низкая и продуктивность в течение исследуемого времени (9/1969—8/1970) колебалась с 8,0 до 25,0 л/с, при этом часть вод из него проникала путьём в алувии ручья Заложны. На источник имеют наверно влияние также интенсивно минерализованые воды глубынной циркуляции (ненаблюдалась зависимость колебания CO_2 на продуктивности и возрастании содержания сульфатов с продуктивностью). Источники № 30 и № 31 выходят возле друга из под покрова травертинов на соприкосновении с флъювиальными осадками. В усточников не проводились иследования их режима. Согласно их химического состава (таблица № 1), это воды глубинной циркуляции выходящее на поверхность под источником Кратер и потом они смеша-

Таблица № 2

Минеральный источник	Колебание продукт. (1 л/с)	Колебание содержания SO_4 (мг/л)	Колебание темпер. °C	pH*	Примечание
Изабела	65—80	—	?—23		О. Гиние 1963
Кратер	0—12,3	195—555	15—23	5,7—6,4	
Щенсны	0— 2,0	210—535	21—23	5,5—6,4	
Войтех	0	165—215	20—21	5,9—6,6	без стока
Ондрей	0	—	20—21,5	6,0—6,4	без стока
Ян	0,11—0,23	—	13—16,5	6,4—6,7	
Новы	0,16—0,63	165—215	16—18	5,9—6,7	
Светены I.	0,5 —1,21	—	18—20	5,5—6,5	
Светены II.	0,71—1,32	260—290	19,5—20,5	5,9—6,4	
Мочидло	—	—	—	—	временный сток

*) Колебания продуктивности, содержания SO_4, температуры и величины pH измерялись один раз в неделю с 9. 1969 до 8. 1970.

ваются с водами мелкой циркуляции палеогена или четвертичных отложений. На это показывают повышенные содержания нитратов, которые являются продуктом вторичного поверхностного загрязнения. Продуктивность источников измерялась только однакратно в июне 1970 (источник № 30—3,05 л/с; источник № 31 — 0,2 л/с). Смешанные воды сохраняют гидрокарбонатно-кальцитовый характер (у источника № 30 и № 31 с выразительно повышенной долю сульфитной компоненты, которая может иметь свое происхождение в окислении пирита, присутствующего местами в рассяянном виде в полеогене).

Третью группу подземных вод представляет мелко-приноверхностная циркуляция в осадках палеогена и мезозоя. Сюда можно включить „простые углекислые минеральные воды" (источник Кислы I, Кислы II) как и ряд других источников, из которых самыми характерными являются источники № 20, № 24, № 29, № 32, Роберт и др.) (смотри рысунок № 1). Основные данные этих источников приводим в таблице № 3.

На некоторых из этих источников измерялись и колебания содержаний CO_2 (рысунок № 2). Как видно из таблицы № 3 продуктивность всех этих источников очень низкая даже незаметная, что характерно для песчанисто-сланцеватой свите отложений палеогена или мезозоя. Источник Кислы I. своим составом отвечает простой железистой минеральной воде. Имеет мелко-приповерхностную циркуляцию, где насыщается выбросом сухой CO_2. На это состояние показывает сравнительно постоянное содержание CO_2 и её незнательное участье на минерализации воды. На присутствие сухой CO_2 в окресности источника показали и газометрические измерения содержания CO_2 в почвенном воздухе. Здесь была установлена аномалия продолжающаяся с уменьшающимся проявлением ВЮВ направления. Источником железа в воде является пирит, который рассеян в сланцах палеогена. В результате его дальнейшего окисления на поверхности осаждается трехвалентный гидроокис. Эти гидрокислы осаждаются в близи источника и в разных местах, особенно в аллювиальных отложениях в окресности, где очевидно существуют скрытые притоки из палеогена в алювий. (южнее и ЮВ от источника № 13, в окресности источников № 27, 28 итд.). Источник Кислы II. имеет характер слабой железистой минеральной воды. На поверхность выходит на контакте палеогена с свитой койпра. (рысунок № 1). Воды

Таблица № 3

Источник	Продуктивность л/мин.	Температура °C	pH	Замечание
Кислы I	незаметная	4,1—13,0	5,1—5,6	
Кислы II	1,0—7,2	7,0—11,5	5,9—7,3	
Роберт	незаиетная	4,1—13,0	6,7—6,9	
20	6,0	8,3	6,9	однократное измерение
24	1,8	10,3	7,0	,,
29	6,0	8,3	6,9	,,
32	9,0	9,5	6,7	,,

Колебания измерялись с 9/1969 — до 8/1970 в интервале раз в неделью.

источника имеют циркуляцию наверно глубже чем у источника Кислы I и они связаны с свитой койпра (высшее значение коефициента Mg/Ca) и с осадками палеогена. К насыщению сухой CO_2 происходит тоже глубже, что проявляется повышенной минерализацией при длительнейшем присутствии CO_2 в путях циркуляции (С. Газда ин В. Ханзел — Т. Репка 1970).

Источники Роберт 20, 24, 29, 32 и др. представляют выходы мелких приповерхностных циркуляций, на формировании химизма, которых участвовало особенно растворение карбонатов (у песчаников это известковый цемент). И здесь приходит в некоторых случаях к насыщению вод углекислотой (Роберт, 27, колодец № 1 и № 2 — смотри рысунок № 1). Интересный с этой точки зрения источник Роберт, который в июле 1969 показал содержание CO_2 570 мг/л. При его подготовке на режимные наблюдения наверно произошло к закупозрению приводных путей CO_2, насколько её содержание внезапно понизилось до 20—60 мг/л. Высше данные уже не были измерены. Воды этой группы имеют гидрокарбонатно-кальциевой характер с содержанием второстепенных компонент в завысимости от среды в которой они формируются. Определенное исключение представляет источник 32 вода которого смешанного типа очевидно в результате того, что здесь происходит к вторичному загрязнению (повышенное содержание нитратов).

Последная группа подземных вод создана водами с мелкой циркуляцией в четвертичных отложениях. Это воды как пористотрещиноватые связанные с сильно трещиноватым телом травертинов, так и воды поровые связанные с флювиальными песками и щебнем или с остальными четвертичными осадками. Воды этого типа были обнаружены скажынами VRH-1, VRH-2, локализация которых была непостредственно в близы эксплуатационного карьера и в источнике № 13 (таблица № 1, рыс. № 1). Эти воды со средней минерализацией (0,3—0,7 г/л) похожего химического типа как воды предыдущих групп. Повышенная минерализация этих вод зависит от долговременного и медлонного проступания инфильтрационных вод в среде циркуляции. Важным познанием является то, что в водах траветиного тела и в нижележащих песках мы вообщее необнаружили влияние на эти области минеральных вод, или выбросами глубинной углекислосты. Сопоставление нынешнего химизма подземных вод травертинного тела с минеральными водами ведёт к однозначному исключению взаимного гидрохимического и одновременно гидравлического взаимоотношения.

В заключении можем подвести итоги самых важных геологических и гидрогеологических познаний полученных нашей специально ориентированной разведкой. Прежде всего это обнаружение 10—13 м мощного горизонта среднезернистых песков в почве травертинов в районе карьера. До сих пор их непосредственной почвой считались флишондные осадки палеогена.

Некоторые новые данные мы получили также о собственном теле и его отношению к почве (мощность, нарушение итд.). Дальше мы получили важные данные о разпространении минеральных и простых подземныцх вод в районе Вышные Ружбахи и об их физических и химических свойствах, как и об взаимной связы циркуляции подземных вод

в соответствии с локализацией источников на поверхности. То сих пор неизвестных источников с точки зрения изучения заслуживают внимание источники № 30 ии 31, источник Беатрикс, который может иметь важное значение осаобенно с точки зрения снабжения водой, насколько Вышне Ружбахи нуждаются в качественных питьевых водах.

Очень важным является также определение площадного разширения CO_2 на поверхности, локализация его путей поднятия, их миграция и определение площадей, где она в современных условях активно на поверхности непроявляется (область карьера).

С практической точки зрения важным яляется заключение, что комплекс полученных данных исключает возможность взаимной гидрохимической и тем и гидравлической связы подземных вод травертинного тела и минеральных вод источников структуры, что имеет благоприятное значение для практического использования.

Перевод: Й. Мальйкович
Поступила: 27. 3. 1973
Рецензия: А. Порубский

СПИСОК ЛИТЕРАТУРИ

Hanzel, V. — Repka, T. 1970: Vyšné Ružbachy — hydrogeologia. Manuscript — archív Geologický prieskum Spišská Nová Ves, 36 str.

Hanzel, V. — Repka, T. 1972: Mineral Waters of Vyšné Ružbachy and Effect of the Mining of Travertine upon the Waters. Zborník referátov medzinárodného sympózia o ochrane minerálnych vôd v Karlových Varoch (v tlači). 6 str.

Hynie, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II Minerální vody. Praha vydavateľstvo ČSAV, 745 str.

Chmelik, F. 1960: Přehled geologických poměru mesozoika u Vyšních Ružbach na Slovensku, Věstník ÚÚG roč. 25 Praha. 92—99 str.

Maheľ, M. Hydrogeologické pomery minerálnych prameňov vo Vyšných Ružbachoch. Manuscript — Geofond Bratislava, 13 str.

Maheľ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, soš. 27, Bratislava. 84 str.

Maheľ, M. 1963: Stratigrafia mezozoika ružbašského ostrova. Geologické práce, Správy 30, Bratislava. 87—92 str.

Hydrogeological conditions of the Vyšné Ružbachy

VLADIMÍR HANZEL – TOMÁŠ REPKA

This paper deals with the newest results of hydrogeological investigation of the Vyšné Ružbachy's area. The particular objective of the investigation was: to clarify the possible in fluence of travertine extraction in the protected thermal zone on the springs structure.

The surrounding area is geologcially built by the sediments of Mesozoic, Paleogene and Quaternary. In the surrounding area of Vyšné Ružbachy, the Mesozoic outcrops from below the Paleogene in form of an island. The spings structure of mineral waters with the infiltration area in the Belanské Tatry Mts is connected with limestone dolomite complexes of Mesozoic. The ascending branch of the spring structure is formed by the tectonic contact of the Mesozoic with the Paleogene on the southeastern boundary of the Ružbachy island. This tectonic fault reaches a considerable depth and serves as a communication for the ascent of the deep CO_2 in order to saturate the mineral and certain shallow water flows, respectively a seepage of dry CO_2 takes place, too. In the area of mineral water asconding to the surface the authors distinguished frou groups of ground waters dependently on the flow conditions and chemism:

The first group comprises mineral springs/enclosure No. 1), representing the spring structure mouth proper. They are hydrocarbonate — calcium waters with an increased content of magnesium

and sulphates. Their maximum temperature reaches 23 °C, their CO_2 content varies from 350 to 1400 mg/l.

The second group is formed by shallower flows, respectively by mixed waters (Beatrix, 30, 31). They are characteristic by an increased mineralization, temperature and CO_2 content.

The third group includes the shallow subsurficial flows in the Paleogene and Mesozoic. In some of these waters appear considerable contents of CO_2 (Kyslý I, Kyslý II). They are characteristic by a very, low yield and temperature as well as a low to mediumgrade mineralization.

To the fourth group of ground waters belong those of shallow flow in the Quaternary sediments. They are fluvial sediment, mantle rock and travertine massif waters.

The paper sums up the most important facts obtained by investigation, comprising: the occurrence of a 10—13 m thick horizon of sands in the travertine substratum in the quarry area, the determination of CO_2 planar scattering in the area, the answers to practical questions concerning the exclusion of the travertine extraction in-fluence in the quarry on the set of mineral springs, the knowledge of planar hydrochemical picture of the area and others.

Translated by E. Bleho

Hydrogeologické pomery okolia Vyšných Ružbách

VLADIMÍR HANZEL – TOMÁŠ REPKA

Príspevok hovorí o najnovších výsledkoch hydrogeologického prieskumu v okolí Vyšných Ružbách. Prieskum mal špecifické zameranie zistiť možný vplyv ťažby travertínu v ochrannom pásme kúpeľov na žriedlovú štruktúru.

Na geologickej stavbe okolia kúpeľov sa zúčastňujú sedimenty mezozoika, paleogénu a kvartéru. Mezozoikum sa v okolí Vyšných Ružbách vynára spod paleogénu vo forme ostrova. Na vápncovo-dolomitické komplexy mezozoika sa viaže žriedlová štruktúra minerálnej vody s infiltračnou oblasťou v Belanských Tatrách. Výstupnú vetvu žriedlovej štruktúry tvorí tektonický styk mezozoika s paleogénom na jv. obmedzení ružbašského ostrova. Tento tektonický zlom má dosah do značnej hĺbky a slúži ako komunikácia na prívod hĺbkového CO_2, ktorým sa nasycuje minerálna voda a niektoré z obehov plytšej vody, prípadne dochádza i k výronom suchého CO_2. V oblasti výstupu minerálnej vody na povrch autori v závislosti od podmienok obehu a chemizmu rozlišujú štyri skupiny podzemných vôd:

Prvú skupinu tvoria minerálne pramene (príloha 1), ktoré sú vyústením vlastnej žriedlovej štruktúry. Sú to hydrokarbonátno-kalciové vody so zvýšeným obsahom horčíka a sulfátov. Ich teplota sa pohybuje max. do 23 °C, obsah CO_2 od 350 do 1400 mg/l.

Druhú skupinu tvoria plytšie obehy, resp. zmiešané vody (Beatrix, 30, 31). Sú charakteristické zvýšenou mineralizáciou, teplotou i obsahom CO_2.

Do tejto skupiny boli zaradené plytké podpovrchové obehy v paleogéne a mezozoiku. Pri niektorých takýchto vodách sa objavuje i značný obsah CO_2 (Kyslý I, Kyslý II). Táto skupina je charakteristická veľmi nízkou výdatnosťou, veľmi nízkou teplotou a nízkou až strednou mineralizáciou.

Do štvrtej skupiny podzemných vôd patria vody s plytkým obehom v kvartérnych sedimentoch. Ide o vody fluviálnych sedimentov, zvetraninového plášťa a travertínového telesa.

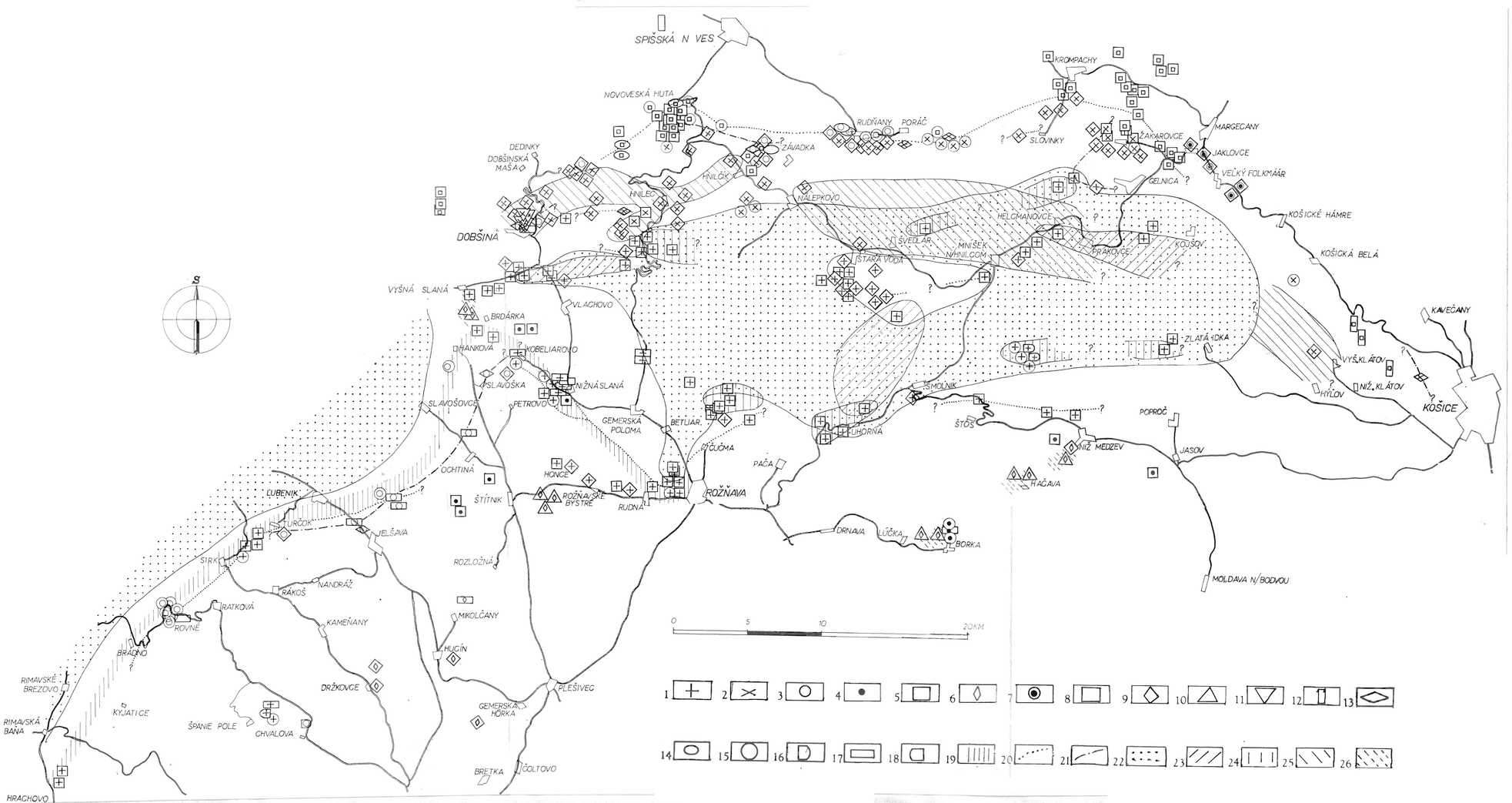
V príspevku sú zhrnuté najdôležitejšie poznatky získané prieskumom, medzi ktoré patria výskyt 10—13 m mocného horizontu pieskov v podloží travertínov v oblasti lomu, zistenie plošného rozptylu CO_2 v oblasti, zodpovedanie praktických otázok o vylúčení vplyvu ťažby travertínov v lome an sústavu minerálnych prameňov, poznanie plošného hydrochemického obrazu oblasti a iné.

MINERALIA SLOVACA, roč. 5, č. 2 (18)

Vydavateľ a nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Redakcia: Stará Spišská cesta, pošt. pr. A—21, 040 51 Košice 1
Vytlačili Východoslovenské tlačiarne Košice v auguste 1973, AH 9,85 VH 7,23. Rukopis odovzdaný do tlačiarne v máji 1973
Cena jedného čísla: pre organizácie 30 Kčs, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs, pre ostatné fyzické osoby 15 Kčs. Ročne sa vychádzajú 4 čísla.
Objednávky adresujte redakcii časopisu.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements should be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 11, 896 26 Bratislava.
If you are interested in Mineralia slovaca on a basis institutional exchange, your correspondence should be sent to Geoprieskum Mineralia slovaca, P. O. Box A—21, 040 51 Košice 1, Czechoslovakia.

© Geologický prieskum Spišská Nová Ves, 1973



КАРТА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО РУДОГОРИЯ

ОБРАЗЦЫ ПОРОД ДЛЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

1. Гелницкая серия
2. Раковецка серия
3. Верхный карбон
4. Рожнявско-Железницка серия
5. Верхний перм
6. Мелятска серия
7. Мезозоиды Гемерид

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

8. Кислые вулканиты (кварцевые порфиры, порфироиды)
9. Основные вулканиты (диабазы, порфириты, габброиды, габбродиориты, габроамфиболиты)
10. Глаукофаниты
11. Тоналитические гнейсы (Добшинские „диориты“)
12. Туфы и туффиты кислых вулканитов
13. Туфы и туффиты основных вулканитов
14. Конгломераты
15. Песчано-илистые породы (филлиты, филлитические сланцы, сланцы)
16. Кварциты
17. Известняки
18. Пиритизированные сланцы

В условных обозначениях комбинируем стратиграфическую позицию и литологический характер исследуемых образцов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ

ФАЦИЯ ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ

субфация кварц—альбит—мусковит—хлоритовая

Rudolf Jiříček: Beziehungen zwischen Tektonik und Paläographie in dem Neogen der karpatischen Becken 135
Eduard Drnzík—Lýdia Drnzíková—Katarína Mandáková: Geological estimations, criteria and perspectives of Sn—W—Mo mineralization prospection in the Spišsko-gemerské Metalliferous Mts. (Slovakia) 157
Ivan Pagáč: Zonen des Auskeilens und der Akkumulation von Erdöl und Erdgas in dem Wiener Becken 165
Kamil Bílek: Neue Erkenntnisse über den Aufbau Erdgaslagerstätte Suchohrad-Gajary . . 175
Ivan Čillík: Some questions of primary geochemical fields in geochemical prospection of ores 189
Vladimír Hanzel—Tomáš Repka: Hydrogeological conditions of the Vyšné Ružbachy 205

Predplatiteľom časopisu Mineralia slovaca oznamujeme, že ročníkom IV, č. 16 sme ukončili doterajšie číslovanie. Nové číslovanie spočíva v označení ročníka a poradového čísla zošitov v rámci ročníka, napr. prvé číslo v ročníku 1973 je označené ako roč. 5, číslo 1.

We are pleased to inform our subscribers that by Vol. IV, No 16 we have closed the present numbering of Mineralia slovaca. The new numbering will consist in designation the separate issues by serial numbers in the frame of each volume. It means that e.g. the first issue in 1973 will be designated as Vol. 5, No 1.

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES