

Analýza geologickej stavby spodného miocénu ložiska Cunín v severnej časti viedenskej panvy

KAMIL BÍLEK, IGOR HRUŠECKÝ

Naftoprojekt Bratislava, pracovisko Gbely, PR k. p. Nafta Gbely, Naftárska 965, 908 45 Gbely

(Doručené 11. 3. 1988, revidovaná verzia doručená 12. 7. 1988)

Analysis of the geological structure of Lower Miocene beds in the Cunín pool, northern part of the Vienna basin

Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian complexes in the central and northern part of the Gbely — Hodonín horst display internal bedding and fault structures and contain intercalations of sand in the Eggenburgian and Ottnangian beds which are collectors of natural oil and gas. The tectonic style of these beds and relations with hydrocarbon accumulations are explained on the example of the Cunín pool and surrounding structures.

Úvod

Súčasnú úlohu efektívnejšieho vyhľadávania akumulácií ropy a plynu v spodnom miocéne vyvolali potrebu dokonalejšieho poznania zlomovej a vrstvovej stavby týchto vrstiev. Ide najmä o poznanie ich tektonického štýlu s cieľom na základe litologického vývoja a jeho zmien a na základe štruktúrnej a zlomovej stavby vytypovať ložiskové pasce.

Na tento účel bola vybraná elevačná štruktúra ložiska Cunín, ktorá je súčasťou väčšej cunínsko-týneckej štruktúry (obr. 1). Štruktúrno-geologická súvislosť neogénu oblastí Cunín a Týnec, ich spoločný vývoj a analógie v stavbe spodného miocénu sme brali do úvahy pri voľbe tektonickej analýzy tejto štruktúry. Je to pomerne malá štruktúra, ale z hľadiska vrtnej preskúmanosti neogénu až do flyšového podložia a z hľadiska spoľahlivej korelovateľnosti facií a vrstiev a kompletnosti faktografického materiálu čoraz významnejšia.

Stavbu ložiska opísal vo výpočte zásob ropy a plynu Bílek a Okénka, (1971). Odvtedy boli najmä v pravom krídle štruktúry odvrtné ďalšie vrty, ktoré priniesli nové tektonické a ložiskové poznatky, spracované v správe (Bílek, Hrušecký, 1987) zameranej najmä na poznanie tektoniky spodného miocénu. Výsledky cunínskeho ložiska a aplikácia poznatkov o jeho tektonickej stavbe prispeli k obnoveniu prieskumu a ťažby ropy ložiska Týnec.

Tektonicko-geologická stavba

Zo štruktúrnych máp a geologických rezov (obr. 2—6), konštruovaných hlavne pomocou EK diagramov jednotlivých vrtoz vybraných z prílohového materiálu práce z roku 1987, je na prvý pohľad viditeľný rozdiel v charaktere a zložitosti stavby neogénu vo vertikálnom smere. Určujúcimi parametrami, ktoré charakterizujú tieto rozdiely, sú:

- zlomová tektonika: vek, počet, smer, smer sklonu, sklon, vertikálna amplitúda skoku a charakter zlomov;

- výrazné uhlové diskordancie: medzi flyšom a spodným miocénom a medzi karpatom a bádenom;

- úložné pomery: smer, smer sklonu a sklon vrstiev (rozdiele medzi spodnomiocennou a vrchnomiocennou podetážou — p. nižšie);

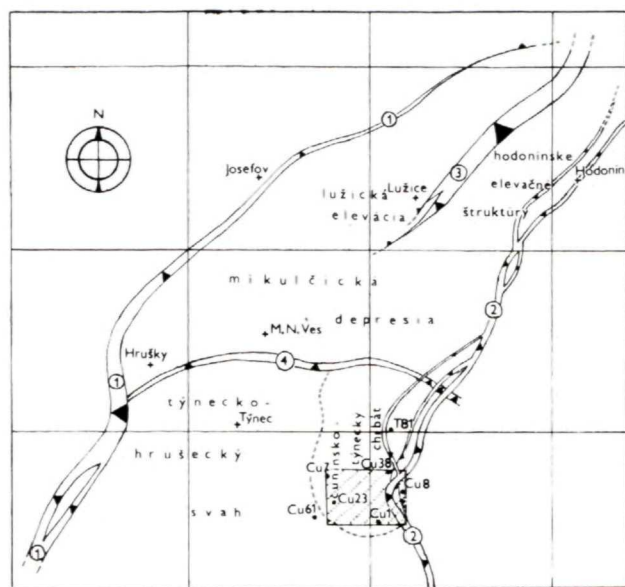
- mobilita a jej prejavy v priebehu vývoja štruktúry.

Na základe uvedených kritérií delíme stavbu neogénu a jeho flyšového podložia na cunínskej elevácii na tieto štruktúrne etáže a podetáže (obr. 2—4):

1. podložná štruktúrna etáž (flyš bielokarpatskej jednotky).

2. miocénna štruktúrna etáž: a) spodnomiocénna štruktúrna podetáž (eggenburg, ottnang, karpat); b) vrchnomiocénna štruktúrna podetáž (báden, sarmat, panón).

Jednotlivé etáže a podetáže predstavujú samostat-



Obr. 1. Zjednodušená tektonická schéma strednej a severnej časti gbelsko-hodonínskeho hrastu. 1 — lanžhotsko-hruševský zlom (západný tektonický okraj gbelsko-hodonínskeho hrastu), 2 — gbelsko-hodonínsky zlomový systém (východný tektonický okraj gbelsko-hodonínskeho hrastu), 3 — lužický zlom, 4 — zlom ohraničujúci z juhu mikulčickú depresiu, šrafované — analyzované územie, bodkované — hranica cunínsko-týneckého chrbta, Cu — cunínske vrty, T — týnecké vrty.

Fig. 1. Simplified tectonic scheme of the central and northern part of the Gbely — Hodonín horst. 1 — Lanžhot — Hrušky fault (western margin of the Gbely — Hodonín horst), 2 — Gbely — Hodonín fault system (eastern margin of the Gbely — Hodonín horst), 3 — Lužice fault, 4 — southern marginal fault of the Mikulčická depression, hachured — analyzed area, dotted line — limits of the Cunín — Týnec ridge, Cu — the Cunín drillings, T — the Týnec drillings.

né sedimentačné cykly formované v rámci širšieho sedimentačného priestoru charakteristickou vrstvou a zlomovou tektonikou.

Podložná štruktúrna etáž (flyš bielokarpatskej jednotky)

Vrchné súvrstvie flyšu do hĺbky asi 150 m tvorí bielokarpatská jednotka magurského príkrovu. V jeho podloží vrty Cunín-4, 5, 6, 7 navŕtali zlínske vrstvy račianskej jednotky (Bílek, 1977a, b).

Charakter deformácií flyšu je vrásovo-zlomový. Vrásová tektonika vznikla sunutím flyšových príkrovov v predmiocénnom období. Germanotypná zlomová tektonika vznikala z väčšej časti až v priebehu neogénnej sedimentácie.

Nasunutie bielokarpatskej jednotky je pomerne ploché. Vzhľadom na to, že tektonické pohyby vychádzali z podložia, neogénna zlomová tektonika sa premieta do podložia. Formuje tým jeho kryhovú

stavbu a vytvára puklinami porušený elevačný povrch cunínskej štruktúry.

Miocénna štruktúrna etáž

Miocénna štruktúrna etáž leží diskordantne na flyšovom reliéfe a charakter jej deformácií je zlomovo-poklesový a zlomovo-sklzový. Na základe vyššie uvedených parametrov stavby delíme túto etáž na dve podetáže: spodnomiocénna a vrchnomiocénna.

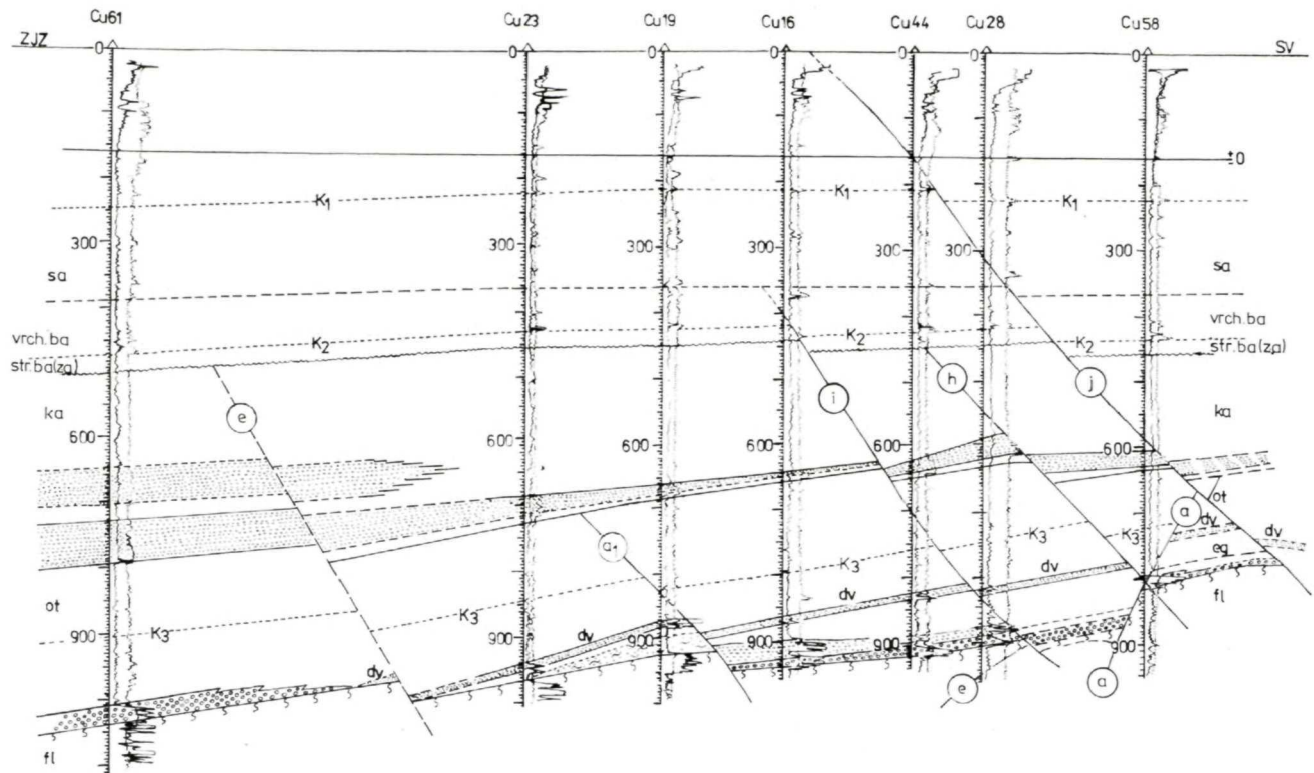
Spodnomiocénna štruktúrna podetáž

Do tejto štruktúrnej podetáže zaraďujeme sedimentárne súvrstvia stratigrafických stupňov egenburgu, otnangu a karpátu. Jednotlivé stratigrafické stupne tejto podetáže (hoci v širšom priestore existujú medzi nimi viac alebo menej výrazné diskordancie, rozdiely v úložných pomeroch, mobilite, počte a charaktere zlomov) majú veľa spoločných štruktúrno-tektonických znakov, ktoré ich ako celok odlišujú od vrchnomiocénnej štruktúrnej podetáže. Sú to (obr. 2—6): vyššia tektonická mobilita prejavujúca sa v úložných pomeroch (väčšie sklony vrstiev), zložitost štruktúrno-tektonického plánu, počet zlomov, ich smer a smer ich sklonu. Výslednicou pôsobenia týchto faktorov je nesúhlas elevačných vrcholov oboch podetáží oddelených od seba výraznou diskordanciou, ktorá sa vytvorila výzdvihom, následným prerušením sedimentácie a denudáciou povrchu karpátu v dobe mladoštajerskej fázy vrásnenia.

Tektonika. Na štruktúrnych mapách a geologických rezoch (obr. 2—6) môžeme pozorovať zákonitosť, ktorá platí v celej viedenskej panve, a nie je len lokálnou záležitosťou cunínskej štruktúry. Je to jav neustáleho zjednodušovania štruktúrnej a zlomovej tektoniky vertikálnym smerom od starších k mladším — nadložným stupňom, pričom mladšie zlomy epigeneticky porušujú staršie stupne. Profil podetáže sa člení na stratigrafické stupne (obr. 2—4): egenburg: jeho povrch tvorí báza obzoru tzv. dvojičiek (dv), ktorý vyклиňuje na južnom okraji štruktúry (obr. 2); otnang: jeho vrchnú hranicu tvorí báza fácie týneckých pieskov spodného karpátu; karpát: jeho vrchnú hranicu tvorí diskordantná plocha, na ktorú nasadajú až strednobádenské sedimenty zóny aglutinácií.

Podľa vzniku a funkcie zlomov v jednotlivých stratigrafických stupňoch rozoznávame tieto skupiny zlomov:

a) Egenburské zlomy veľkých i malých amplitúd. Zlomy veľkých amplitúd mimo priestoru cunínskej elevácie vytvorili výrazné depresie. V priestore Cunína k tejto skupine zlomov jednoznačne patrí len zlom I. (obr. 4, 6). Tento zlom porušuje povrch flyšu a jeho funkčnosť zaniká pod spodnou hranicou obzoru „dvojičiek“ (dv).



Obr. 2. Geologický rez vrtmi Cu61, 23, 19, 16, 44, 28, 58. sa — sarmat, vrch. ba — vrchný bádén, str. ba (z. a.) — stredný bádén (zóna aglutinácií), ka — karpát, ot — otnang, eg — egenburg, fl — flyšové podložie (bielokarpatská jednotka), dv — obzor tzv. „dvojčiek“, K₁, K₂, K₃ — litokoreláty, vlnovka — uhlová diskordancia, a — zlomy cunínskej štruktúry.

Fig. 2. Geological profile across the wells Cu61, 23, 19, 16, 44, 28 and 58. sa — Sarmatian, vrch. ba — Upper Badenian, str. ba (z. a.) — Middle Badenian (Aglutinance zone), ka — Karpatian, ot — Otnangian, eg — Eggenburgian, fl — flysch basement (Biele Karpaty unit), dv — the so called "twins" level, K₁, K₂, K₃ — lithological correlation level, wavy line — angle unconformity, a — faults of the Cunín structure.

K tejto skupine zlomov môžeme priradiť aj zlomy, ktoré vyznievajú v otnangu na úrovni korelátu K₃ alebo tesne nad ním. K nim radíme zlomy a₁, d (obr. 2, 4, 6).

b) Spodnomiocénne zlomy. Končia sa na rozhraní stupňov karpát — otnang. Sú to zlomy c (c₁, c₂), a, a₃, e, f (obr. 2—6).

c) Karpatské protiklonné zlomy b, g (obr. 3, 5, 6). Vytvorili hrastovitú stavbu v pravom krídle štruktúry. Do tejto skupiny zaraďujeme aj zlomy h, i, j, k, l. Poklesová funkcia zlomov h, j, k sa pritom na zlome b končí (obr. 3). Zlomy i, j, k porušujú hranicu karpát — bádén a vyznievajú vo vrchnom miocéne (obr. 2, 3).

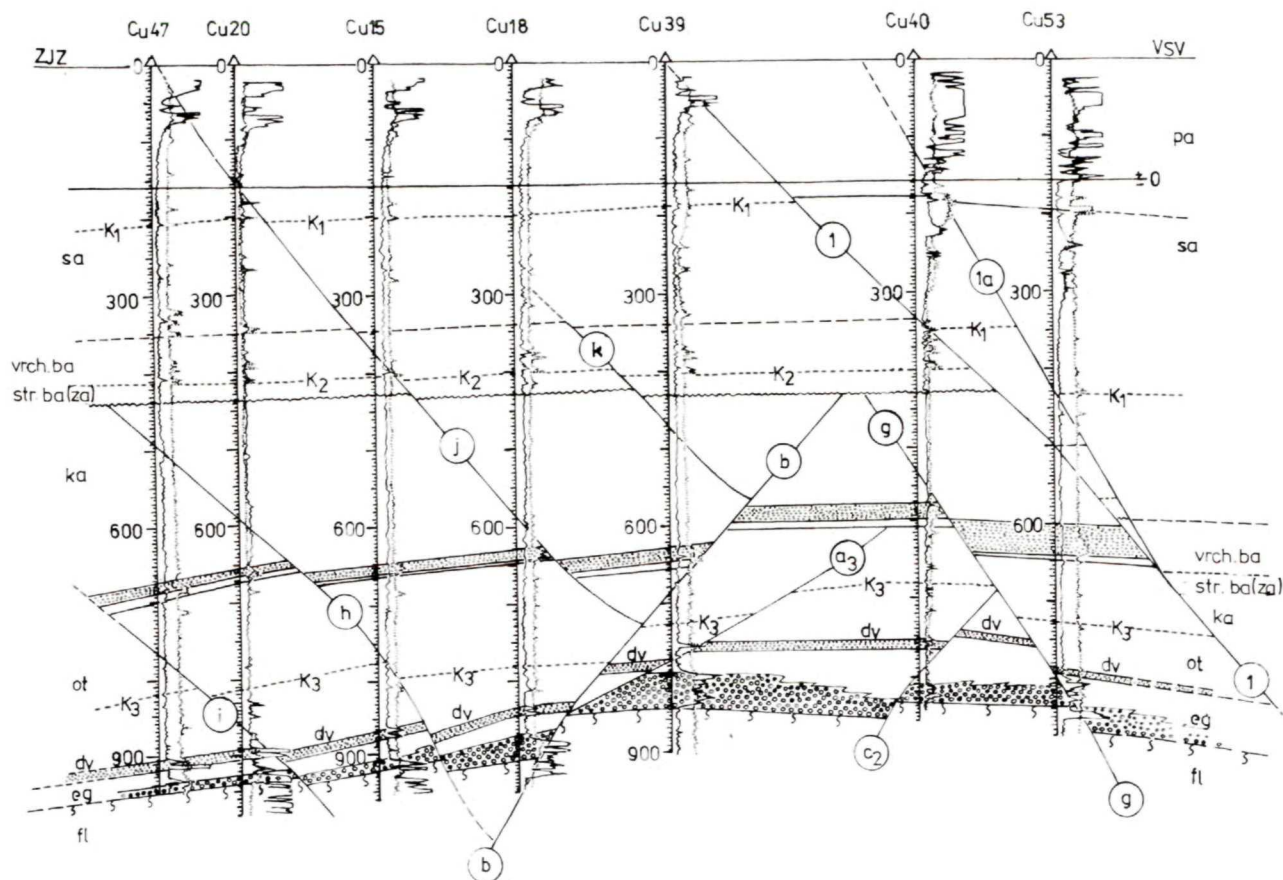
Smery zlomov jednotlivých stratigrafických stupňov sa prispôbovali morfológii povrchu a tvarovej orientácii sedimentačnej panvy v období, v ktorom vznikali.

Vrchnomiocénna štruktúrna podetáž (bádén, sarmat, panón)

Patria tu sedimentárne súvrstvia bádenu, sarmatu

a panónu (na okrajoch elevácie). Sedimenty tejto podetáže sa uložili na denudovanom povrchu karpát. Charakteristickými znakmi tejto podetáže na cunínskej štruktúre sú (obr. 2—4): 1. podstatné zjednodušenie štruktúro-tektonického plánu a zníženie tektonickej mobility oproti spodnomiocénno-karpatskej štruktúrnej podetáži, 2. nepretržitá sedimentácia stratigrafických stupňov v redukovanej mocnosti, počnúc zónou aglutinácií stredného bádenu a končiac panónom, nad ktorým leží už len niekoľko metrov kvartéru, 3. zmena smerov zlomovej a vrstvovej tektoniky.

Tektonika. Výrazným zlomom na tejto štruktúre je gbelsko-hodonínsky zlom (obr. 1, 3, 5, 6) s amplitúdou skoku 160 m. Regionálny smer tohto zlomu je J—SSV (obr. 1). Na cunínskej štruktúre okrem tohto zlomu vystupuje ďalší mladý zlom s amplitúdou skoku cca 100 m (obr. 3, 5, 6—1a), ktorý sa pripája na gbelsko-hodonínsky zlom. Zlomy i, j, k, ktoré vyznievajú v bádene až sarmate, reagujú na zmeny tvaru sedimentačnej panvy, prejavujúce sa zmenou smeru sklonu vrstiev na západ. Ďalšou podstatnou zmenou



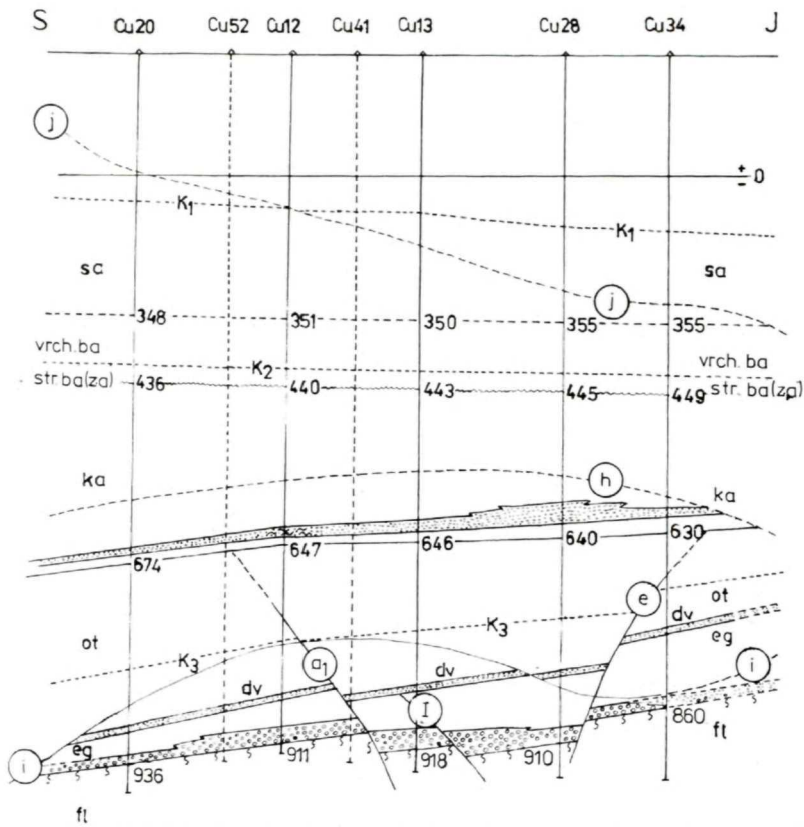
Obr. 3. Geologický rez vrtmi Cu47, 20, 15, 18, 39, 40, 53. pa — panón, sa — sarmat, vrch. ba — vrchný báden, str. ba (z. a.) — stredný báden (zóna aglutinácií), ka — karpát, ot — otnang, eg — egenburg, fl — flyšové podložie (bielokarpatská jednotka), dv — obzor tzv. „dvojčiek“, K₁, K₂, K₃ — litokoreláty, vlnovka — uhlová diskordancia, b — zlomy cunínskej štruktúry, 1 — gbelsko-hodonínsky zlom. Fig. 3. Geological profile across the wells Cu47, 20, 15, 18, 39, 40, 53. pa — Pannonian, sa — Sarmatian, vrch. ba — Upper Badenian, str. ba (z. a.) — Middle Badenian (agglutinate zone), ka — Karpatian, ot — Ottnangian, eg — Eggenburgian, fl — flysch basement (Biele Karpaty unit), dv — the so called “twins” level, K₁, K₂, K₃ — lithological correlation level, wavy line — angle unconformity, b — faults of the Cunin structure, 1 — Gbely — Hodonin fault.

je priestorový posun vrcholu bádensko-sarmatskej štruktúry jažným smerom do priestoru vrtov Cu-1, 2.

Tektonicko-paleogeografický vývoj

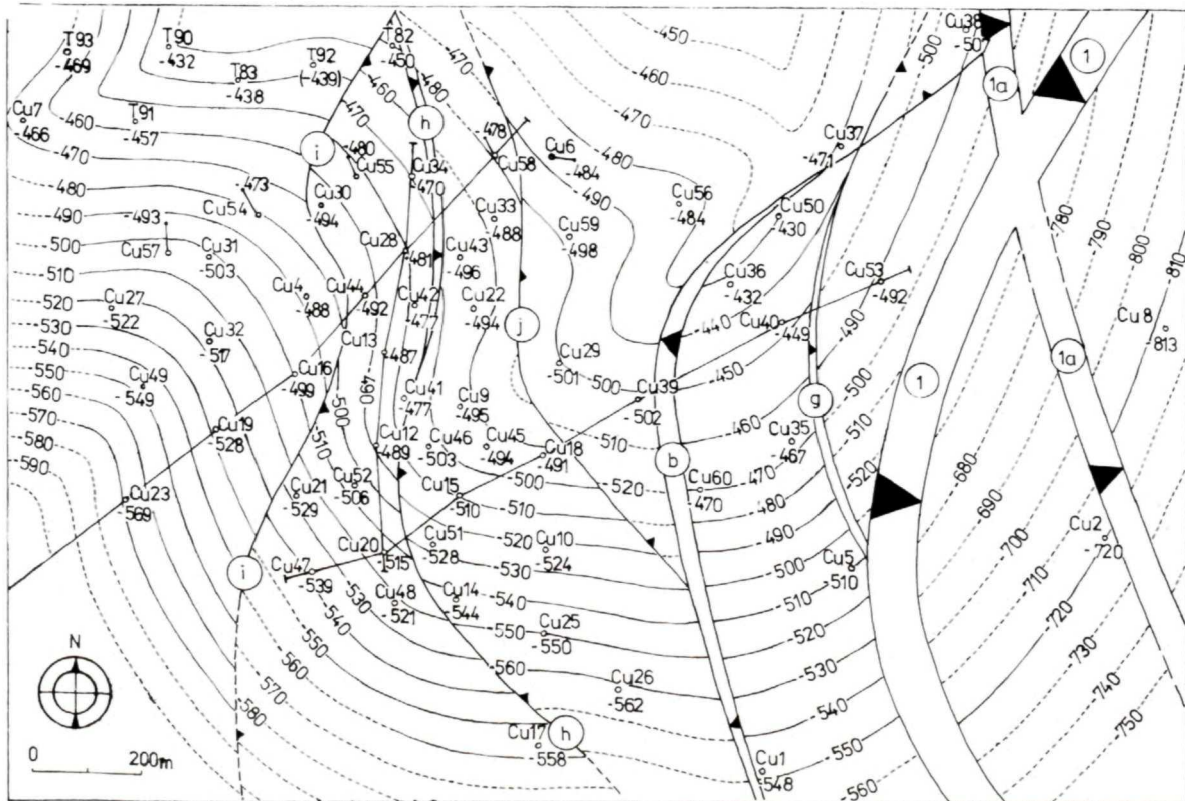
Súčasná stavba cunínskej štruktúry je výsledkom sedimentačného a tektonického vývoja neogénu v okrajovej časti viedenskej panvy. Vývoj neogénu je tu charakterizovaný redukovanými hrúbkami sedimentov jednotlivých stratigrafických stupňov a odlišnou štruktúro-tektonickou stavbou jednotlivých sedimentačných cyklov. V každom období svojho vývoja bola cunínska štruktúra okrajovou časťou hlbších sedimentačných bazénov. Centrum egenbursko-otnanského bazénu v oblasti gbelsko-hodonínskeho hrastu sa nachádzalo v priestore Lužice—Hodonín

(obr. 1). Cunínsko-týnecká oblasť bola spolu s gbelskou oblasťou súčasťou svahu elevačného chrbta (Jiříček, 1975, 1978). V egenbursko-otnanskej panve sedimentovali na báze vrstvy zlepcov, ktoré do nadložia prechádzali do šlírovej sedimentácie. Na cunínsky svah postupne transgredovali zlepecce prechádzajúce do pieskov. Toto súvrstvie, stratigraficky radené do egenburgu, vyklíňuje v južnej časti cunínskeho svahu (obr. 2). Tektonická činnosť sa tu prejavila vznikom menších zlomov. Sedimentačný cyklus smerom do nadložia pokračuje obzorom „dvojčiek“ (obr. 2—4), ktorý stotožňujeme s obzorom H₁ v oblasti Lužic a Hodonína, a sedimentáciou šlírov stratigraficky radených k otnangu cibicidovo-elphidiovej a silikoplacentínovej zóny. Sedimenty silikoplacentínovej zóny uzatvárajú vrstvomý sled otnangu.



Obr. 4. Geologický rez vrtmi Cu20, 52, 12, 41, 13, 28, 34. h — zlomy cunínskej štruktúry. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 3.

Fig. 4. Geological profile across the wells Cu20, 52, 12, 41, 13, 28 and 34. Explanations as in fig. 3, moreover: h — faults of the Cunín structure.



Obr. 5. Štruktúrna mapa na hranicu otnang — karpat. Jednoduchá línia zlomu — amplitúda do 30 m, zdvojená línia zlomu — amplitúda nad 30 m, priamka — línia rezu, a — označenie zlomov cunínskej štruktúry, 1 — gbelsko-hodonínsky zlom.

Fig. 5. Structural map on the Ottnangian — Karpates boundary. Simple fault line — amplitude up to 30 m, double fault line — amplitude above 30 m, simple line — profile line, a — faults of the Cunín structure, 1 — Gbely—Hodonín fault.

Po uzavretí otnanskej sedimentácie sa sedimentácia prerušila a došlo k denudácii otnangu.

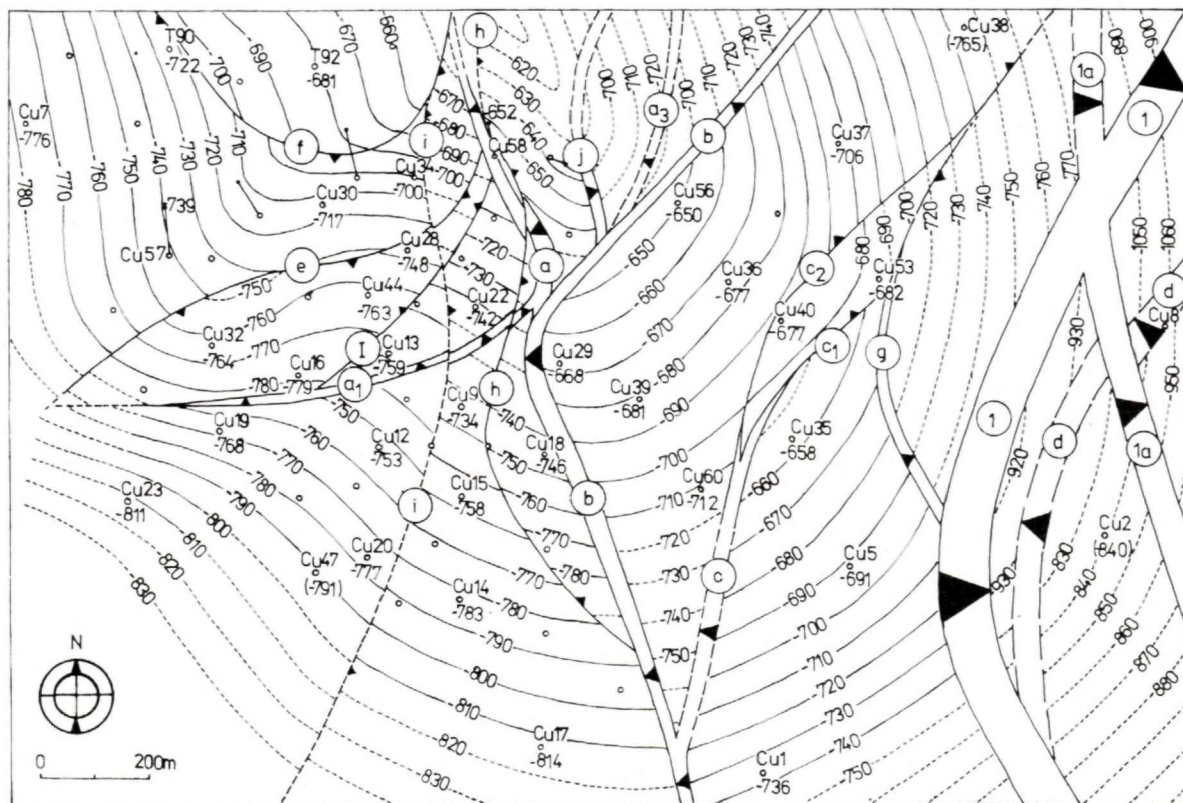
V rámci egenbursko-otnanskej panvy sa medzi egenburgom a otnangom prejavuje diskordancia spôsobená tektonickými zdvihmi, v dôsledku čoho sa aj sedimentačný priestor otnangu presúva južnejšie od sedimentačného priestoru egenburgu. Tektonická aktivita sa okrem toho prejavuje v generovaní spodnomiocénnych zlomov, ktorých činnosťou je epigeneticky porušený reliéf flyšu, pričom sa tak vytvárajú čiastkové, tektonicky obmedzené depresie (obr. 4, 6).

Začiatkom spodného karpátu dochádza v dôsledku rozsiahlych poklesov k transgresii bazálnych morských sedimentov fácie týneckých pieskov v širokej oblasti. Zároveň vzniká nová generácia zlomov. Litorálne polohy týneckých pieskov, ktoré sú stratigrafickým ekvivalentom ílov karpátu cunínsko-týneckej štruktúry, v priebehu permanentných poklesov panvy vyklíňovali na obvode spodnokarpatského bazénu. Nová generácia zlomov (b, g, obr. 3, 5, 6), ktorá nastúpila začiatkom karpátu, podstatne zmenila spodnomiocénny štruktúrny plán. Protiklonné zlomy (h, i, j, k, l) k zlomu b boli protireakciou na tieto významnejšie pohyby.

Porovnanie mocností karpátu na cunínsko-tý-

neckej elevácii cca 300 až 1 300 m na týnecko-hrušecskom svahu dokumentuje jeho značné synsedimentárne narastanie na naklonenom svahu a vyvoláva predstavu o značnej denudácii jeho povrchu v priestore Cunína a Týnca po ukončení sedimentácie a nasledujúcom mladoštajerskom výzdvihu. Veľkosť denudácie karpátu do istej miery charakterizuje porovnanie fosílnych tlakov v spodnom miocéne s ložiskovými hydrostatickými tlakmi. V spodnom miocéne vrtu Cu-38 (obr. 1, 5, 6) bol zistený ložiskový tlak 106 atm v hĺbke 880 m a 97 atm v hĺbke 800 m a ten zodpovedá hydrostatickému tlaku v hĺbke cca o 180 m väčšej. Vzhľadom na to, že na cunínsko-týneckej elevácii chýba vrchný karpát i spodný bádén, k vynorovaniu tejto oblasti a následnej denudácii jej povrchu mohlo dochádzať už v období vrchného karpátu po usadení fácie týneckých pieskov spodného karpátu. Najintenzívnejší výzdvih štruktúry však podľa našej mienky spadá do obdobia mladoštajerskej orogenetickej fázy medzi karpátom a bádénom.

Po výzdvihu, denudácii a prestavení sedimentačného priestoru panvy do smeru SV — JZ dochádza k bádenskej transgresii mora, ktorá však cunínsku štruktúru zanáša až stredobádenskými sedimentmi zóny aglutinácií v redukovanej mocnosti. Mladé



Obr. 6. Štruktúrna mapa povrchu flyšu. Jednoduchá línia zlomu — amplitúda do 30 m, zdvojená línia zlomu — amplitúda nad 30 m, a — označenie zlomov cunínskej štruktúry, I — gbelsko-hodonínsky zlom.

Fig. 6. Structural map of the flysch unit surface. Simple fault line — amplitude up to 30 m, double fault line — amplitude above 30 m, a — faults of the Cunin structure, I — Gbely — Hodonín fault.

zlomové systémy a smery sklonu vrstiev (na západ) sa prispôbili smeru bádensko-pliocénnej panvy. Doznívania inverzných zdvihov a poklesov centrálnej priehlbne viedenskej panvy spôsobilo, že gbelsko-hodonínsky hrast zostal okrajovou oblasťou, na ktorú sa uložilo bádensko-panónske súvrstvie v redukovanej mocnosti.

Akumulácie ropy a plynu

Paleogeografický vývoj cunínskej štruktúry vytvoril najpriaznivejšie podmienky na akumuláciu ropy a plynu v egenbursko-otnanských sedimentoch a v rozrušenom povrchu flyšu. K týmto priaznivým podmienkam patria: litologický vývoj ložiskových hornín, fyzikálne vlastnosti kolektorov uhľovodíkov, vrstvomá a zlomová tektonika, stavba ložiskových pascí a tesnenie týchto pascí, vytvorené už v čase, keď do nich migrovali uhľovodíky.

Egenbursko-otnanské sedimenty pozostávajú zo zlepených flyšových a karbonatických hornín s pieskami a ílmi na báze a s vertikálnymi prechodmi do polôh a vložiek pieskov vo vrstvomitých íloch (šlíroch). Šlírový vývoj s väčšou či menšou hustotou vložiek pieskov prevláda v celom súvrství egenburgu a otnangu. Vložky pieskov, ktoré sú kolektormi ropy a zemného plynu, majú mocnosti od milimetrov do decimetrov. EK meraním sú odporovou krivkou (Ra) a krivkou spontánnej polarizácie (SP) registrované len polohy pieskov s väčšou mocnosťou než 50 cm. V spodnej časti profilu sa nachádza poloha dvoch pieskov s mocnosťou až 5 m. V strednej časti profilu sa znižuje hustota vložiek pieskov v íloch a EK meranie registruje výrazné litologické koreláty, t. j. záporné výchylky hladiny ílov. V ich nadloží sa zväčšuje hustota vložiek a tenkých polôh pieskov.

Podľa obsahu mikrofauny a obrazu EK diagramu delíme otnansko-egenburské súvrstvie na cunínskej štruktúre takto (obr. 2—4):

a) egenburg — bazálne zlepenie s pieskami a íly s vložkami pieskov — na EK diagrame interval od povrchu flyšu po bázu obzoru „dvojičiek“ (dv);

b) otnang — bazálny obzor „dvojičiek“ (dv) a íly s vložkami pieskov — na EK diagrame od bázy obzoru „dvojičiek“ (dv) po bázu spodného karpátu; faunistické zóny: b_1 : cibicidovo-elphidiová — íly s vložkami pieskov — na EK diagrame od bázy obzoru „dvojičiek“ (dv) po litologický korelát k_3 ; b_2 : silikoplacentínová — íly s vložkami a tenkými polohami pieskov — na EK diagrame od litologického korelátu K_3 po bázu spodného karpátu.

Faunistické zóny charakterizuje postupné ubúdanie salinity vody. Litologické koreláty označujú chronologicky zhodné intervaly spevnených ílov.

Ložiskové pasce v elevačnej štruktúre tvoria póry a pukliny zlepených, polohy a vložky pieskov v íloch

a dokonca i povlaky pieskov na vrstvomých plochách ílov. Patria k nim tiež pukliny flyšového povrchu. Zatiaľ čo obzor dvoch polôh pieskov („dvojičky“ — dv) má charakter vrstvomého štruktúrneho ložiska obmedzeného zlomami a kontaktom ropa — voda, vložkové kolektory s pieskami, zlepenie a pukliny flyšového povrchu tvoria súvislý roponosný blok. V ľavom krídle štruktúry má tento roponosný blok mocnosť cca 100 m v hĺbkovom intervale 940—840 m a je charakterizovaný jednotným kontaktom ropa — voda. V pravom krídle štruktúry je tento kontakt v jednotlivých tektonických kryhách posunutý o 70—120 m vyššie. V silikoplacentínovej zóne je 30—50 m mocný interval plynosný.

Zlomová tektonika v dôsledku celopanvových vertikálnych a horizontálnych pohybov rozčlenila cunínsku štruktúru na čiastkové kryhy, a tým vytvorila kanály na vertikálnu migráciu z hlbokého podložia neogénu. Svedčí o tom prítomnosť ľahkej parafinickej ropy vo flyšových obzorochoch a miestami v bazálnych zlepených egenburgu. Z hľadiska vzniku akumulácií uhľovodíkov v ložiskových pasciach cunínskeho ložiska za významné považujeme obdobie mladoštajerskej orogenetickej fázy vrásnenia. Jej výsledkom bol výdvih štruktúry sprevádzaný zlomovou činnosťou. Cunínska štruktúra sa dostala do elevačnej polohy, tým sa vytvoril tlakový spád, súčasne však i pukliny a poruchové zóny ako výsledok vykľutia štruktúry vytvorili podmienky pre horizontálnu a vertikálnu migráciu ropy a plynu.

Skúsenosti z prieskumu a ťažby ložiska ukazujú, že v súčasnej dobe tektonického kludu majú zlomy, aj napriek možnosti prepojenia vložkových kolektorov cez ne, tesniaci charakter. Z početných zlomov sú významné zlomy b, g, ktoré oddeľujú kryhy s rozdielnymi kontaktmi ropa — voda, a tým aj s rozdielnou mocnosťou roponosného bloku. Drobné zlomy tiež obmedzujú prepojenie kolektorov, takže interferencia pri ťažbe je malá. Dôsledkom uvedených ložiskových pomerov je nízka vyťažiteľnosť (max. 20 %) veľkých geologických zásob ropy na malej rozlohe ložiska. Ložisko je súčasťou väčšieho ložiskového celku cunínsko-týneckého chrbta (obr. 1). Jeho pravé krídlo nie je severným smerom ohraničené. Zásoby ropy a plynu sú tu v pásme vysokej kryhy medzi vrtní Cu-38 a T-81 (obr. 1). Vrtná činnosť v tomto priestore je v súčasnosti obmedzená nariadeniami súvisiacimi s ochranou kvartérnych vôd.

Analýzou cunínskeho ložiska, tvoriaceho južnú časť cunínsko-týneckého chrbta, sme zistili, že produktívna plocha roponosného bloku egenbursko-otnanských sedimentov, vzhľadom na hĺbku spoločného kontaktu ropa — voda 940 m, siaha ďaleko za súčasný okraj cunínskeho ložiska, čoho dôkazom je výsledok vrtu Cu-61, odvrtného 630 m juhozápadne od vrtu Cu-23, v ktorom boli zistené ropné impregná-

cie až do hĺbky 960 m a plyn v hĺbke 803—820 m. Väčšina autorov v minulosti, opierajúc sa hlavne o prácu Šimánka (1976), spájala vznik ložiska s uhľovodíkovou produktívnosťou egenbursko-ottnanských ílov ako zdrojových hornín. V súčasnosti však bude treba tieto názory revidovať, pretože sa v tejto oblasti zistili nové fakty (tvorba uhľovodíkov z kero-génu hornín v geologickej minulosti i v súčasnej dobe prebiehala a prebieha v hĺbkach 3 a viac km pod povrchom; Chmelík, Müller, 1987), ktoré sa získali metódami na určovanie teplotnej degradácie organickej hmoty v sedimentoch a modelmi konverzie kero-génu rôznych typov na ropu a plyn, vychádzajúcimi z princípov reakčnej kinetiky.

Záver

Analýzou tektonicko-geologickej stavby a ložiskových pomerov cunínskeho ložiska sa získali poznatky o tektonickom štýle stavby spodného miocénu a jeho ložiskotvorných pomeroch. Na základe istých analó-

gií možno prezentované poznatky využiť v prieskume spodného miocénu okolitých oblastí.

Literatúra

- Bílek, K., Okénka, J. 1971: Výpočet zásob ropy a plynu ložiska Cunín. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Bílek, K. 1977a: Ložiska ropy a plynu v neogénu a ve flyši týnecko-cunínske oblasti. *Manuskript — archív MND Hodonín*.
- Bílek, K. 1977b: Ložiska ropy a plynu ve flyšovém podloží neogénu týnecko-cunínske oblasti vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 22, 4, 377—387.
- Bílek, K., Hrušický, I. 1987: Tektonicko-paleogeografická analýza štruktúry Cunín. *Manuskript — archív Naftoprojekt Bratislava*.
- Chmelík, F., Müller, P. 1987: Příspěvek k poznání vertikálního členění zón katageneze a vzniku i migrace uhlovodíků ve vídeňské pánvi. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 32, 4, 477—492.
- Jiříček, R. 1975: Spodní miocén ve vídeňské pánvi. *Manuskript — archív MND Hodonín*.
- Jiříček, R. 1978: Paleogeografie spodního miocénu v Západních Karpatech. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 23, 1, 21—28.
- Šimánek, V. 1976: Geochemie rop a geneze ropných ložisek čs. části vídeňské pánve. *Nauka o Zemi. Sér. Geol.*, 11, 10, 5—69.

Analysis of the geological structure of Lower Miocene beds in the Cunín pool, northern part of the Vienna basin

Intercalations of sand contained in schlier beds of Eggenburgian to Ottnangian age create hydrocarbon pools in the Gbely—Hodonín horst structure of the northern part of the Vienna basin. These gas pools have been explored and introduced to exploitation near Cunín and Týnec. Similar intercalated structures have the Eggenburgian and Ottnangian beds also in the Lužice and Hodonín structures (fig. 1). Oil-bearing sand intercalations in clay environment have hitherto been discovered only by lateral and mechanical core sampling. In the view of intricate tectonic and geological setting of the entire Lower Miocene sequence, as well as due to the complicated migration and accumulation processes, the exploration of hydrocarbon traps namely within Eggenburgian and Ottnangian units needs more detailed knowledge not only of their tectonic and lithological structure but even of the paleogeographic evolution of Neogene in wider surroundings.

The Cunín elevation structure creating part of the Cunín—Týnec ridge (fig. 1) is built by Neogene sediments discordantly overlying flysch sequences of the Biele Karpaty unit in the Magura nappe (Bílek, 1977a, b). Areal changes in fault tectonics, deposition conditions and the pronounced angle unconformity between the flysch basement and Neogene sediments as well as between beds of Karpatian and Badenian age, together with changes in the mobility in the course of the development of the structure led to differences in the character and complexity of the tectonic and geological structure in vertical direction (Bílek, Hrušický, 1987). From such point of view, the profile in the Cunín elevation may be subdivided into several structural levels and sublevels (figs. 2 to 6):

1) Structural level of the basement (flysch of the Biele Karpaty unit)

2) Structural level of Miocene beds: a) Lower Miocene sublevel (Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian); b) Upper Miocene sublevel (Badenian, Sarmatian and Pannonian)

Single structural levels and sublevels represent independent sedimentation cycles with internal peculiar bedding and fault tectonics. Tectonic deformations in the underlying structural level created by the Biele Karpaty unit of the Magura nappe are of folded-faulted character. To the contrary normal faulting and faulted-slipped structures characterize the Miocene structural level with a tendency to gradual simplification from the older to subsequent and higher sedimentary levels. A well expressed boundary is represented by the angle unconformity between beds of Karpatian and Badenian age which is the boundary even between the Lower and Upper Miocene structural sublevels. Two different structural and tectonic plans are alternating on this boundary representing the divide of two independent sedimentation cycles.

Higher tectonic mobility, complexity of the structural and tectonic arrangement, antithetic faulting, various strike and dip of faults, independent generations of faults characterize the Lower Miocene structural sublevel (Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian beds) distinguishing it from the Upper Miocene one. To the contrary, the Upper Miocene sublevel displays simplicity of the structural and tectonic pattern, low mobility, continuous sedimentation and reduced thickness, beginning with the Middle Badenian zone of agglutinances, together with changes in the

strike of bedding and in fault tectonics comparing them with the Lower Miocene structural sublevel.

The Cunín structure resulted from the paleogeographic evolution in Pre-Neogene as well as Neogene period. In Pre-Neogene time, after the emplacement of the flysch nappes and their surficial denudation, the main surficial forms of the basement developed. The Cunín area was part of the southern slope of a depression into which the Eggenburgian and Ottnangian sea transgressed (Jiříček, 1975, 1978). In this part of the depression, the Eggenburgian and Ottnangian marine sediments (Cibicides — Elphididae and Solioplacentina zones) occur in the facies of basal conglomerate and higher clay with sand intercalations. Regression occurred at the end of Ottnangian followed by slight denudation of Ottnangian surface. After subsidence movements, the denudated Ottnangian surface became inundated by Lower Karpatian sea. Karpatian sedimentation terminated by the Late Styrian orogenic movements (between the Karpatian and Badenian) causing inversion of the relief and subsequent denudation of the Karpatian surface. The presumed amount of 180 m eroded sediment pile is deduced from compared fossil pressures in Eggenburgian and Ottnangian sediments with the hydrostatic ones.

The Lower Badenian time was still a period of denudation in the Cunín structure. Only onsetting from the Middle Badenian, the structure became again covered by sediments of Upper Miocene age in reduced thickness.

Oil and gas collector properties in the structure are represented by basal conglomerate and sand layers as well as by sand intercalations in the bedded clay (schlier). The

oil-bearing intercalated sequence attains about 100 m thickness within the pool and displays uneven oil/water contacts within single tectonic block structures (Bílek, Okénka, 1971). It represents a pool of block type with the exception of the sand bed at the Eggenburgian — Ottnangian boundary (the so called "twins", figs. 2 to 4) displaying the nature of structural pool segmented by faults. A peculiar feature in the Cunín block pool is the small interference between single exploitation wells. This feature is caused by faults sealed by the oil/water contact in single blocks and in various structural depths. The result of such conditions is the low exploitability of oil from the pool (up to 20 %).

Recently, the generation of the pool has frequently been deduced setting out from analytical data of Šimánek (1976) which have had to prove the hydrocarbon productivity of the Eggenburgian and Ottnangian clay in this part of the Vienna basin. Modern data of geochemical research supplied by Chmelík and Müller (1987) substantiate the probable generation of hydrocarbons from kerogene in the geological past and even in recent time in three and more kilometers depth. These interpretations are to be reassessed from the viewpoint of geological, paleogeographic and paleostructural evolution of the entire Moravian part of the Vienna basin. The result would be a deeper knowledge of the geological evolution in space and time together with causes leading to the productivity, or unproductivity, for hydrocarbons in single structures in relation with their geological history (generation of hydrocarbon traps and their destruction in the course of geological development) and with the periods of hydrocarbon migration together with the better knowledge of migration paths.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Význam granátov pre genézu eruptívnych a metamorfovaných hornín

Seminár zorganizovala 20. 10. 1988 bratislavská pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV. Prinášame stručný výber z prednášok, ktoré na seminári odzneli.

J. Miklós: Granáty pararúl Malých Karpát

Granáty si zachovávajú progresívnu zonálnosť. Dominuje v nich almandínová zložka. Použitím publikovaných termobarometrov sme vypočítali takéto teploty homogenizácie granátov: stred granátov 524—610 °C, okraje granátov 500—580 °C pri tlaku 380—490 MPa.

E. Viliňová: Granáty granitoidov Suchého a Malej Magury

Granáty radu almandín — spessartín z granitoidov Suchého a Malej Magury sú pozoruhodné opačnou tendenciou obsahu spessartínového komponentu od tonalitov po granity (v Malej Magure obsah stúpa). Teploty kryštalizácie granátov granitoidov Malej Magury sú 780—670 °C pri znižujúcom sa tlaku 580—380 MPa, teploty kryštalizácie granátov tonalitov Suchého sú 670—630 °C za konštantného tlaku 420 MPa.

S. W. Faryad, I. Dianiška: Granáty gemerických granitov

V granitoidoch Spišsko-gemerského rudohoria bolo vyčlenených 5 typov granátov. Restitový granát (typ A) s obsahom pyropovej molekuly do 18,9 % umožňuje predpokladať vznik granitoidov tejto oblasti na úkor metasedimentov, regionálne metamorfovaných v podmienkach vrchnej časti amfibolitovej fácie. Z koexistencie ranomagmatického granátu (typ B) s magmatickým biotitom sa vypočítali teploty kryštalizácie magmy okolo 750—800 °C, ktoré však najpravdepodobnejšie odrážajú teploty dosiahnuté pri anatektickom tavení metasedimentov. Spessartínový granát (typ C), v zhode s výsledkami štúdia kontaktno-termických premien, dokumentuje úroveň tuhnutia magmy v hĺbke 5—7 km (200—150 MPa). Spessartínový granát (typ D) s relatívne vyšším obsahom grossulárovej zložky než v type C je najpravdepodobnejšie postmagmatického pôvodu. Najmladší granát (typ E) s podielom grossulátovo-spessartínovo-almandínových zložiek približne 1/3 : 1/3 : 1/3 je podobný novovytvorenému alpínskemu granátu z granitoidov oblasti Álp a Západných Karpát.