

Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze

Diplomová práce

**HYDROLOGICKÝ VÝVOJ RAŠELINIŠTĚ SLOJE PROKOP  
( STŘEDNÍ NAMUR ) V HORNOSLEZSKÉ PÁNVI**

Lucie Domnosilová

vedoucí : RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D.

Ing. Ivana Sýkorová, DrSc.

Praha 2006

## **Prohlášení**

Čestně prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně pod vedením školitele a veškeré informace jsem čerpala z literatury uvedené v seznamu.

## **Abstrakt**

Předmětem studia diplomové práce bylo studium hydrologického režimu rašeliniště sloje Prokop studované pomocí uhelně petrografických metod. Studium bylo prováděno na 11 m dlouhém souvislém profilu sloje Prokop z dobývacího prostoru Dolu Darkov v místě spojení sloje Prokop (504, 40) s nadložní slojí 39 (506-510). Profil byl poté makropetrograficky popsán a rozdělen do 129 vzorků. Na nich byla provedena macerátová analýza a stanovena popelnatost.

Uhlí sloje Prokop představuje matné až matné páskované a černouhelné orto- až metatypy, u nichž je ještě možné identifikovat liptinit. Z výsledků vyplývá, že sloj Prokop je neobvykle bohatá inertinitem, který je asi důsledkem spíše kolísání než trvalejšího snížení vodní hladiny, a má velmi nízký obsah popela. Z obsahů jednotlivých macerátů, minerální příměsi a popelnatosti byly popsány celoslojové trendy úbytku popelnatosti, minerální příměsi, jílových minerálů a kolotelinitu a naopak trendy nárůstu kolodetrinitu. Dále bylo možné vysledovat charakter a postupné i náhlé přechody jednotlivých cyklických změn v rámci profilu. Cyklům vitrinitu odpovídají inverzně cykly inertinitu a liptinitu. Délka jednotlivých cyklů byla odhadnuta na 500 až 1 000 let a v případě pomalejší akumulace rašeliny na 2 000 let. Doba trvání rašeliniště, z něhož vznikala uhelná hmota sloje Prokop, byla přibližně 55 000 až 110 000 let a při pomalé akumulaci rašeliny lze uvažovat o 220 000 let. Cyklické změny byly patrně důsledkem střídání suchých a vlhkých klimatických period, což svědčí o závislosti rašeliniště na dotaci vody srážkami (ombrotrofické rašeliniště). Velké množství inertinitu zřejmě vznikalo patrně v době relativně suššího klimatu, zatímco vitrinit se tvořil během období, kdy klima bylo celkově vlhčí a vodní hladina se tak udržela blízko povrchu rašeliniště, které mohlo být až ponořené. Vzhledem k nízké popelnatosti však patrně nedošlo k přechodu do reotrofického typu rašeliniště. Dále byla zjištěna převaha crassisporinitu (densospory) nad tenuisporinitem (lycospory) a známky oxidace a koroze spor. Ze získaných poznatků lze usuzovat, že rašeliniště bylo patrně zpočátku vlhčí s otevřenou vodní hladinou (reotrofické), ale záhy zřejmě nabylo suššího charakteru. Jeho převážná část pravděpodobně odpovídá ombrotrofickému typu. V nadloží sloje Prokop se nacházejí jílovce a prachovce, které patrně svědčí o ukončení existence rašeliniště zaplavením území. Příčina této transgrese není jasná, pravděpodobně to byla zvýšená subsidence oblasti.

## **English Summary**

### **Hydrological history of the mire of the Prokop Seam (Lower Pennsylvanian), in the Upper Silesian Coal Basin, Czech Republic**

The Prokop Seam (early Lower Pennsylvanian, formerly Namurian B) is the thickest and economically the most important coal seam of the Ostra-Karviná Coalfield and of the whole Upper Silesian Coal Basin as well. Continuous, 11 m thick section of this seam (No. 40) merged with the overlying seam No. 39 from eastern part of the Ostrava-Karviná Coalfield (SW part of the Upper Silesian Coal Basin) was studied using petrographical and some analytical methods. The section was obtained from core of the mining borehole No 6277/02 located in the Darkov Coal Mine. The main aim of the study is to characterize changes in petrographical composition and consequently to reconstruct genesis of coal seam in term of its hydrological history.

The drill core was makropetrographically described and the section was divided into 129 samples. Samples, the thickness of which varies from 4 to 16 cm (8 cm on the average), were homogenised and divided into two parts, one for polished grain samples and the second one for ash and total sulphur content analyses. Maceral analysis was performed on polished samples.

Coal of the Prokop Seam represents dull and dull banded medium volatile bituminous coals (orto- and metatypes). Coal is unusually rich in inertinit at the expense of the vitrinite content which makes the Prokop Seam and other seams of the Saddle Beds apparently different from seams of the Ostrava Formation and younger seams of the Karviná Formation dominating in vitrinite. The ash content is rather low, its average is only 5,2 percentages by weight.

Results of the maceral analysis show the existence of the cyclic changes of the contents of individual maceral groups, subgroups and some macerals. Apparent is fluctuation of vitrinite which negatively correlates with similar alternation in inertinite content. The thickness of the cycles varies from 0,5 m to 2 m. Cycles are of both types, either with positive or negative trends of petrographical changes.

Inertinite rich part of cycles probably formed during the periods of less stable (fluctuating) water table which probably dropped often below the mire surface and enhanced peat oxidation. This is indicated by partly humified and consequently oxidised plant tissues preserved as semifusinite and oxidised gels (macrinite). By contrast, inertinite-poor (vitrinite-

rich) part of cycles probably formed during periods of much stable water table stabilised around the mire surface. However low ash content shows, that there was not probably any reverse into rethropical hydrology and the mire was still domed.

In accordance with this is the decrease of ash content and of collotelinit which corresponds with increasing of collodetrinit. Mineral matter content generally decreases up the section. and clastic clay minerals as well. The latter disappear at the level of sample P1/42. Diagenetic sulfides and carboantes are, however, present through the whole seam section.

The values of the Tissue Preservation Index (TPI, Diessel 1992) are very low and there are no any cyclic changes (repetition) at all. However the values of the Gelification Index (GI, Diessel 1992) shows cyclic fluctuation of values which corresponds with vitrinite/inertinite cycles described above. The decreasing in TPI up the section indicates that the most prominent floristic change took place near above the base when the mire start to develop from reotrophic hydrology to ombrotrophic one. This transition was probably accompanied by retreat of lycospora (tenuisporinite) producing tree lycosids (lepidodendrids) and subsequent collonization of the mire by subtree lycosids producing densosporites (crassisporinite) probably belonging to the genus *Omphalophloios*.

Estimated duration of the mire based on published data (Taylor et al. 1998) for peat accretion (1 - 2 mm/year) and compaction (peat/coal compaction 1:10) varies between 55 000 and 110 000 years. However, high inertinite content indicates increased necromass/peat oxidation which could resulted in lower peat accumulation rate. Therefore, the longevity of mire of the Prokop and No. 39 seams was also calculated for peat accretion rate of only 0,5 mm per year. Under such condition, the formation of the Prokop Seam may took place about 220 000 years. Similarly, the duration of cycles was estimated, too. These cycles could be accumulated during the interval of 500 to 1 000 years. However, in the case of slower accumulation rate of peat due to increased oxidation of organic matter, duration of the cycles could reached up to 2 000 years. The formation of these cycles is not known but may be related to climatic changes of sub-Millankovitch periodicities or to tectonic pulses.

Data obtained from all the analyses show that the mire of the Prokop Seam was at the begining of the reotrophic type with planar surface. However, quite soon it graded into the mire with ombrotrophic hydrology. In agreement with this assumption are trends of maceral and ash contents and character of mineral matter as well as generally high content of inertinit in most parts of the section. During the ombrotrophic stage of the mire development, the mire was supplied only by rainfall water which resulted in extremely low ash content. The cyclic

changes described above probably copy alternations of periods stable and fluctuating water tables. However, the reason of this fluctuation remains poorly understood but may reflect alternation of periods of „wetter“ and „drier“ climate.

The seam is topped by mudstone layer which indicates that peat accretion was terminated by lake transgression and drowning of peat and peat-forming vegetation. The reason is not clear, probably it can relate with increase subsidence of the area.

## **Poděkování**

Tato diplomová práce vznikala pod laskavým vedením paní Ing. Ivany Sýkorové, DrSc., které děkuji za velkou trpělivost především při školení práce s mikroskopem. Velmi shovívavý byl ke mně také pan RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D., jemuž děkuji za odborné vedení. V neposlední řadě je třeba vyjádřit poděkování pánům Ing. Ivanu Hochovi a Ing. Jiřímu Homolovi z DPB Paskov, a.s. za poskytnutí vrtného jádra pro účely detailního petrografického studia.

## **Obsah**

1.	Úvod.....	10
2.	Stratigrafické členění a geologická stavba hornoslezské pánve.....	11
2.1.	Ostravské souvrství.....	14
2.1.1.	Paleogeografie.....	15
2.1.2.	Stratigrafické členění ostravského souvrství.....	15
2.1.2.1.	Petřkovické vrstvy.....	15
2.1.2.2.	Hrušovské vrstvy.....	16
2.1.2.3.	Jaklovecké vrstvy.....	17
2.1.2.4.	Porubské vrstvy.....	17
2.2.	Karvinské souvrství.....	18
2.2.1.	Paleogeografie.....	19
2.2.2.	Stratigrafické členění karvinského souvrství.....	19
2.2.2.1.	Sedlové vrstvy.....	19
2.2.2.2.	Sušské vrstvy.....	20
2.2.2.3.	Doubravské vrstvy.....	22
3.	Uhelné sloje ostravského a karvinského souvrství.....	22
3.1.	Ostravské souvrství.....	25
3.1.1.	Vývoj uhelných slojí.....	25
3.1.2.	Stupeň prouhelnění a chemicko-technologické vlastnosti.....	26
3.1.3.	Petrologie uhlí.....	26
3.1.4.	Paleogeografie a uhlonosnost.....	27
3.2.	Karvinské souvrství.....	27
3.2.1.	Vývoj uhelných slojí.....	27
3.2.2.	Stupeň prouhelnění a chemicko-technologické vlastnosti.....	27
3.2.3.	Petrologie uhlí.....	29
3.2.4.	Paleogeografie a uhlonosnost.....	30
4.	Vznik uhlí a uhelná petrologie.....	30
4.1.	Chemické složení organické hmoty.....	32
4.2.	Biomasa.....	32
4.3.	Vznik uhelných kaustobiolitů.....	33
4.3.1.	Biochemická fáze – rašelinění.....	33
4.3.1.1.	Probíhající reakce.....	33
4.3.1.2.	Ovlivňující faktory.....	33



4.3.1.3.	Vliv pH.....	34
4.3.2.	Rašelina.....	34
4.3.3.	Rašeliniště.....	34
4.3.3.1.	Rašeliniště reotrofická.....	35
4.3.3.2.	Rašeliniště ombrotrofická.....	36
4.3.3.3.	Charakteristika vývoje.....	36
4.3.3.4.	Rašeliniště plovoucí.....	37
4.3.4.	Geochemická fáze – prouhelňování.....	37
4.3.4.1.	Geologické faktory.....	37
4.3.4.2.	Fyzikální a chemické změny.....	38
4.3.4.3.	Průběh prouhelňovacích procesů.....	38
	Porašelinné stádium.....	38
	Hnědouhelné stádium.....	38
	Černouhelné stádium.....	39
	Antracitové stádium.....	39
4.4.	Uhelná petrologie.....	39
4.4.1.	Makropetrografie uhlí.....	39
4.4.1.1.	Hnědé uhlí.....	39
4.4.1.2.	Černé uhlí a antracit.....	40
4.4.2.	Mikropetrografie uhlí.....	40
4.4.3.	Význam uhelné petrologie.....	41
4.4.3.1.	Význam mikropetrografie při interpretaci paleoprost.....	41
	Macerály skupiny vitrinitu.....	41
	Macerály skupiny liptinitu.....	42
	Macerály skupiny inertinitu.....	44
	Využití poznatků při rekonstrukci paleoprostředí.....	46
	Obsahy macerálů.....	46
	Kombinace vitrinit-inertinit.....	46
	Kombinace vitrinit-liptinit.....	46
	Kombinace inertinit-liptinit.....	47
	Reotrofická a ombrotrofická rašeliniště.....	47
	Využití hodnot indexů.....	48
	Mikrolitotypy.....	49

Vitrit a klarit.....	49
Durit a inertit.....	50
Durit a klarit.....	50
Reotrofická a ombrotrofická rašeliniště.....	50
Projevy zvětrávání.....	51
4.4.3.2. Technické vlastnosti macerálů.....	52
Způsoby využití uhlí.....	52
Macerály skupiny vitrinitu.....	53
Vliv zvětrávání na vlastnosti uhlí.....	54
Macerály skupiny inertinitu.....	55
Macerály skupiny liptinitu.....	56
4.4.4. Význam palynologie a dalších metod.....	56
5. Metodika.....	58
5.1. Práce v terénu.....	58
5.2. Práce v laboratoři.....	61
5.3. Využití výsledků.....	61
6. Výsledky.....	62
6.1. Macerálové složení.....	62
6.1.1. Skupina macerálů vitrinitu.....	62
6.1.2. Skupina macerálů liptinitu.....	63
6.1.3. Skupina macerálů inertinitu.....	63
6.1.4. Minerální příměs.....	64
7. Diskuze.....	66
7.1. Macerály skupiny vitrinitu.....	66
7.2. Macerály skupiny inertinitu.....	68
7.3. Macerály skupiny liptinitu.....	70
7.4. Minerální příměs.....	73
7.5. Hodnoty indexů.....	76
8. Interpretace.....	78
9. Závěr.....	83
10. Seznam literatury.....	85

## 1. Úvod

Sloj Prokop je nejvýznamnější a nejstálější slojí celé hornoslezské pánve. Podle Dopity et al. (1985) představovala přibližně 10% zásob české části pánve. V současnosti je tento podíl vyšší díky těžbě soustředěné ve stratigrafické úrovni sloje Prokop.

Na západě Karvinska se mocnost sloje pohybuje okolo 5 m, ale směrem k východu stoupá na 6 až 8 m a v Dole Darkov až na 11,5 m. V jižní části Dolu ČSM byla zjištěna dokonce hodnota 15,25 m, avšak pouze v důsledku jejího spojení s nadložní slojí č. 39. Maximální mocnost samostatné sloje Prokop v karvinské oblasti je známa z průzkumného území Dětmarovice-Petrovice a činí asi 12 m. V oblasti frenštátského ložiska dosahuje sloj Prokop největší mocnosti, téměř 13 m, v jeho západní části (Dopita et al., 1997).

V současné době je tato sloj nejdůležitější těžbou slojí české části hornoslezské pánve a exploatuje se prakticky ve všech činných dolech v karvinské oblasti. Její jednoduchá, téměř bezproplásková stavba představuje pro těžbu snadno dostupný zdroj uhlí. Naopak nežádoucí vlastností uhlí sloje Prokop je jeho výjimečné mikropetrografické složení, které se vyznačuje velkým nárůstem obsahu inertinitu na úkor zastoupení macerálů skupiny vitrinitu. Proto má malý index puchnutí (SI) a v koksovacím procesu se chová spíše inertně. V profilu sloje je dokonce možné vymezit úseky patřící do zcela rozdílných obchodních skupin uhlí (Dopita et al., 1997). Detailní studium makro- i mikropetrografického složení sloje proto může přispět k přesnější charakteristice změn vlastností uhlí a také k určení dalších nutných úprav pro jeho lepší průmyslové využití.

Náplní této diplomové práce je proto uhelně petrografická analýza sloje Prokop, nejvýznamnější sloje hornoslezské pánve.

## **2. Stratigrafické členění a geologická stavba hornoslezské pánve**

Hornoslezská pánev je největší a z ekonomického hlediska nejdůležitější černouhelnou pánví střední a západní Evropy. Rozkládá se na pomezí Polska a české republiky. Z celkové plochy 7000 km<sup>2</sup> se na území Česka nalézá jen asi jedna pětina její rozlohy, tj. 1550 km<sup>2</sup> (Dopita et al., 1997). Přesto je to naše nejdůležitější černouhelná pánev.

Hornoslezská pánev je součástí moravsko-slezské pánve, která se začala vytvářet koncem spodního paleozoika na hranici lugodanubika a brunovistulika. Představuje závěrečnou etapu vývoje moravsko-slezské pánve, odpovídající pozdnímu stádiu variské orogeneze, a je součástí subvariské zóny. Jedná se o předpolní pánev (součást severovariské předhlubně) s osou ssv-jjz. Mocnost pánevní výplně je nejvyšší při západním okraji a směrem k východu s rostoucí vzdáleností od orogénu výrazně klesá (Dopita et al., 1997).

Podloží tvoří krystalické břidlice (ruly, migmatity a fylity) s granitoidy starými 555-660 Ma, patřící jednotce brunovistulika. Hlubokými vrty v Polsku byly zastiženy i denudační zbytky spodního kambria, které jsou označovány za kadomskou molasu po stabilizaci brunovistulika (Dopita et al., 1997).

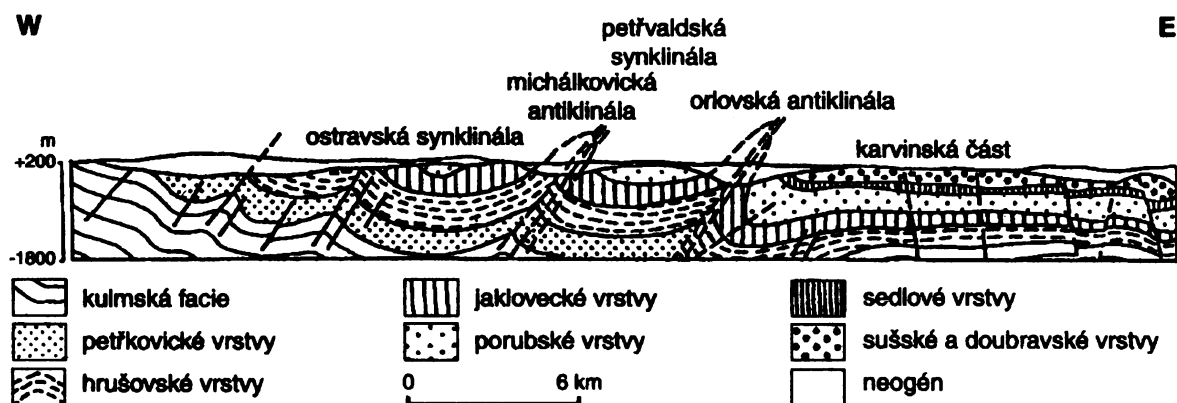
Nejstarší horniny variského cyklu jsou silurské graptolitové břidlice známé pouze z lokality u Stínavy (Kettner & Remeš, 1935) a v krakovském pásmu (Siedlecki, 1962). Devonské sedimenty moravskoslezské pánve mají již mnohem větší plošné rozšíření. Vystupují ve vrbenském a šternbersko-hornobenešovském pásmu a nacházejí se také ve vrásovo-násunových pásmech silezika na variské sutuře. Nalezeny byly v české části pánve u Hranic a v Polsku pak na severovýchodě a východě oblasti v blízkosti Siewierze, Debnika a Olkusze (Beneš, 1958). Jedná se o zbytky výplně riftové pánve, které byly později metamorfovány (Hladil, 1988). Na východě a jihovýchodě se po transgresi v eifelu ukládaly karbonáty v pánvi platformního typu.

Minimálně již ve spodním devonu bylo brunovistulikum akretováno k Baltice. Ve spodním karbonu došlo ke kolizi kontinentálních desek Baltiky a severního okraje Gondwany, jejíž součástí bylo lugodanubikum (Grygar & Vavra, 1995). Jejím důsledkem byl přechod sedimentace na ukládání flyšových drob, prachovců a břidlic (kulm), které vystupují na povrch v Nížkém Jeseníku a na Dražanské vysočině. Během visé se kompresí v předpolí progradujících západních vrásovo-násunových pásem vytvořily pánve dvojího typu. V místě bývalé riftové pánve (devon-tournai) vznikla zbytková flyšová pánev (remnant basin), v níž se ukládaly horniny andělskohorského a hornobenešovského souvrství. Ty byly už ve visé zvrátněny a staly se tak součástí vrásovo-násunového pásma. Na východě oblasti na staré

platformě vznikla předpolní flyšová pánev (foreland basin) v úzkých údolích oddělených elevacemi ssv.-jjz. směru. Tyto struktury se během komprese přesouvaly k východu, staré deprese postupně zanikaly a na místech původních elevací se vyvíjely nové deprese. Flyšové sedimenty, řazené do moravického a hradecko-kyjovického souvrství, byly na západě vrásněny a přesouvány k východu. Celý prostor tak byl zkrácen a siliciklastika obou souvrství byla z velké části resedimentována. Následkem je snižování mocnosti vrstev východním směrem. Platformní sedimentace karbonátů pokračovala pouze ve východních partiích pánve (Kumpera, 1972).

Od spodního namuru (namur A) do westphalu probíhala v hornoslezské pánvi sedimentace molasy. Zpočátku mořská neuhlonosná molasa (svrchní visé-spodní namur), která patří ještě kyjovickým vrstvám, přechází do paralických uhlonosných sedimentů ostravského souvrství (spodní namur) a výše v kontinentální uhlonosné sedimenty karvinského souvrství (střední a svrchní namur-westphal) (Havlena, 1982). Molasové uloženiny vykazují vývoj v odlišných tektonických prostředích. Na západě v předhlubni vzniklé na konci visé (Kumpera, 1983) jako nejmladší deprese na podkladu platformy brunovistulika je ještě patrný vliv variských procesů, zatímco na východě na zbytku této platformy (hornoslezský blok) již nebyly sedimenty tektonicky postiženy (Kotas, 1985). Směrem na platformu také klesá mocnost, stupeň prouhelnění, uhlonosnost i počet faunistických horizontů paralické molasy. Nejvýchodnější vrásovo-násunové struktury se nacházejí v pásmech michálkovické a orlovské struktury a vznikly během vyznívání kompresního režimu v době sedimentace kontinentální uhlonosné molasy karvinského souvrství (Dopita et al., 1997) (Obr. 1).

V polské části hornoslezské pánve pokračovala sedimentace až do stephanu (Kotas, 1996) (Obr. 2).



Obr. 1 Geologický řez hornoslezskou pánví (podle M. Dopity, 1993)

		ČR		PR			
				ZÁPADNÍ ČÁST	VÝCHODNÍ ČÁST		
W E S T P H A L	STĚPĀN	[Hatched area]		[Hatched area]		ARKOZA KWACZALSKA	
	D					HIÁT <small>stoj 110</small>	
	C					WARSTWY LIBIAŃSKIE <small>stoj 119</small>	
	B					HIÁT <small>stoj 201</small>	
	A					WARSTWY ŁAZISKIE <small>stoj 218</small>	
						stoj 301 (Jaworzno 303)	
						WARSTWY ORZEŃSKIE s.s. <small>stoj 326</small>	
						<i>stoj 327 (Wesoła)</i>	
						WARSTWY ZAŁĘŃSKIE <small>stoj 364</small>	
						<small>górne</small> <small>stoj 401</small>	
		<small>stoj 406</small>					
R	střední svrchní	SOUVRŤTVI KARVINSKÉ <small>svrchní</small>	VRSTWY DOUBRAVSKÉ <small>stoj 582</small>	GÓRNOŚLĄSKA SERIA PIASKOWCOWA	WARSTWY ORZEŃSKIE s.s. <small>stoj 407</small>		
	G		<small>výběž</small> <small>stoj 501</small>		WARSTWY RUDZKIE s.s. <small>stoj 420</small>		
		<small>doubřavské</small> <small>stoj 578</small>	VRSTWY SUŠSKÉ <small>stoj 584</small>		WARSTWY SIEDŁOWE <small>stoj 501</small>	WARSTWY ZABRSKIE <small>stoj 510</small>	
		<small>s.s.</small> <small>stoj 804</small>	<small>svrchní</small> <small>stoj 703</small>		<small>stoj 406</small>		
		<small>stoj 747</small>	<small>spodní</small> <small>stoj 686</small>		<small>stoj 407</small>		
			<small>stoj 606</small>		<small>stoj 420</small>		
			<small>stoj 584</small>		<small>stoj 501</small>		
			<small>(Prokop)</small> <small>stoj 504</small>		<small>stoj 510</small>		
		H			HIÁT	HIÁT	
M U R	střední	SOUVRŤTVI OSTRAVSKÉ <small>svrchní</small>	VRSTWY PORUBSKÉ <small>stoj 498</small>	SERIA PARALICZNA	WARSTWY POREBSKIE <small>stoj 601</small>		
	R		<small>st. f. h. Gostlare (XXVII)</small> <small>stoj 498</small>		WARSTWY GRODZIECKIE		
		<small>stoj 403</small>	<small>st. f. h. Barbory (XX)</small> <small>stoj 385</small>		<small>stoj 630</small>		
		<small>stoj 385</small>	VRSTWY JAKŁOWECKÉ <small>stoj 301</small>		<small>stoj 701</small>		
			<small>stoj 301</small>		WARSTWY JAKŁOWECKIE <small>stoj 723</small>		
			<small>st. f. h. Enny (XVII)</small> <small>stoj 258</small>		<small>stoj 801</small>		
			VRSTWY HRUŠOVSKÉ <small>stoj 201</small>		WARSTWY <small>stoj 801</small>		
			<small>svrchní</small> <small>stoj 169</small>		<small>górne</small> <small>stoj 801</small>		
			<small>spodní</small> <small>stoj 102</small>		<small>stoj 801</small>		
			<small>st. f. h. Prusibřky (II)</small>		GRUZOWSKIE <small>stoj 848</small>	WARSTWY FLOROWSKIE	
N A M U R	spodní	SOUVRŤTVI OSTRAVSKÉ <small>spodní</small>	VRSTWY PETŘKOVICKÉ <small>stoj 009</small>	SERIA PARALICZNA	WARSTWY PIETRZKOWICKIE <small>stoj 915</small>		
	F		<small>st. f. h. Manety (II)</small> <small>stoj 009</small>		WARSTWY SARNOWSKIE		
		<small>stoj 009</small>	VRSTWY PETŘKOVICKÉ <small>stoj 009</small>		WARSTWY PIETRZKOWICKIE <small>stoj 915</small>		
V I S É	spodní	SOUVRŤTVI HRADECKO-KYJOVICKÉ	VRSTWY KYJOVICKÉ <small>stoj 008</small>		WARSTWY MALINOWICKIE <small>stoj 008</small>		
	G	<small>st. f. h. Štátní</small> <small>stoj 008</small>			WARSTWY ZALASKIE <small>stoj 008</small>		
					<small>górne</small>		
					<small>stoj 008</small>		
					<small>stoj 008</small>		
					<small>stoj 008</small>		
					<small>stoj 008</small>		
					<small>stoj 008</small>		
					<small>stoj 008</small>		
					<small>stoj 008</small>		

Obr. 2 Litostratigrafie karbonu hornoslezské pánve (podle M. Dopity, 1997)

## 2.1. Ostravské souvrství

Toto souvrství je plošně nejrozsáhlejší a zároveň nejmocnější jednotkou v české části hornoslezské pánve, přestože se jedná pouze o denudační zbytek původně rozlehlejšího sedimentačního prostoru vyplněného paralickou uhlonosnou molasou. Ta je podle přítomné fauny a flóry řazena do spodního namuru.

Díky velké různorodosti sedimentačního prostředí vznikl litologicky nejpestřejší vrstevní sled paleozoika celého Českého masivu. Významné jsou také horizonty uhelných tonsteinů, brouseků a tufitů uložených v obdobích intenzivního vulkanismu, které přispívají ke geochemické a texturní rozmanitosti souvrství (Jansa & Tomšík, 1961). Na rozdíl od podloží jsou charakteristické sedimentární cykly, jejichž příčinou byl tektonický vývoj pánve či klimatické změny. Bazální hrubozrnné pískovce, které bývají často oddělené od podloží erozní hranicí, jsou překryty prachovci a kořenovými aleuropelity. Následuje uhelná sloj, jejíž nadloží je tvořeno aleuropelity nebo pelity, v nichž bývá sladkovodní, brakická či mořská fauna. Mocnost cyklů, jež mohou být i neúplně vyvinuty, se pohybuje okolo 5 až 15 m (Dopita et al., 1997).

Velice proměnlivý je vývoj ostravského souvrství ve směru západ-východ. V západní předhlubni probíhala kompenzovaná intenzivní subsidence a hojné ingrese od SSV se projevíly ve velkém počtu mořských i brakických horizontů, kterých bylo objeveno přes 80 (Řehoř & Řehořová, 1972). Bylo popsáno též 6 poloh uhelných tonsteinů a mnoho dalších poloh vulkanogenních hornin, z nichž nejmocnější (až přes 12m) je hlavní ostravský brousek. Ten slouží jako výborný korelační horizont. Charakteristická je také nižší písčítost sedimentů. Mocnost souvrství v západní části pánve dosahuje až 3200 m a absolutní uhlonosnosti přes 90 m s 90 dobyvatelnými slojemi (Dopita et al., 1997).

Naproti tomu východní platforma byla stabilní oblastí se slabou nekompenzovanou subsidencí s častými výzdvihy a erozí a moře sem zasahovalo jen zřídka. Její nejstabilnější částí bylo kopřivnicko-třinecké antiklinorium, které tvořilo platformní elevaci předpolí (forebulge) příčného průběhu. Směrem na východ vyklíňují polohy vulkanogenních hornin i faunistických horizontů. Mocnost souvrství je výrazně redukována místy až na 100 m a jeho absolutní uhlonosnost klesá na 6 až 3 m a v jablunkovské příkopové propadlině je dokonce neuhlonosné (Kumpera, 1993). Hranice mezi oběma vývoji probíhá podél orlovské struktury, která představuje vrásovou a vrásovozlomovou strukturu moravskoslezského směru.

Rychlost subsidence a také mocnost jednotek a uhlonosnost klesají rovněž jižním směrem. Proto se v jablunkovské oblasti nalézá pouze neuhlonosný sled pískovců se slepenci.

Výrazné je postupné ubývání mořských facií směrem do nadloží. Neuhlonosné sledy mořských sedimentů jsou v oblasti předhlubně 100 až 240 m mocné a jejich součástí jsou nejmocnější a plošně nejstálejší skupiny faunistických horizontů Nanety, Františky, Enny, Barbory a Gaeblera. Tyto mořské uloženiny od sebe oddělují sledy uhlonosné paralické molasy (Dopita et al., 1997). Nejvíce vulkanogenních hornin, jež jsou produktem kyselého vulkanismu, se nachází ve spodních partiích souvrství v petřkovických vrstvách. Vulkanická centra, která byla zdrojem pyroklastického materiálu, byla patrně situována v západní snosné oblasti.

### **2.1.1. Paleogeografie**

Ostravské souvrství vznikalo na rozlehlé, intenzivně klesající přímořské akumulaci plošině (Havlena, 1982) v podmínkách teplého a humidního klimatu. Rozmanitost snosných území a různé hodnoty subsidence v dílčích částech pánve byly příčiny plošné nestálosti sedimentárních těles. Západní snosnou oblastí bylo krystalinikum a spodnokarbonská klastika vrásovo-násunového pásma. Východní snosné oblasti tvořily intraplatformní elevace předpolí (forebulge). Kontinentální prostředí bylo zastoupeno aluviálními řečišti (kanály), nivami, říčními deltami a jezery. Mezi přechodná prostředí patřily delty, kosy, valy, přímořská jezera, laguny, bažiny a rašeliniště. Ty se prolínaly s vlivy mořských zálivů, vattů a mělkého moře. Osa subsidence pánve sv.-jz. směru probíhala v blízkosti jejího dnešního západního okraje a předpokládá se proto, že pánev před denudací zasahovala podstatně dále k západu od dnešního okraje (Pešek et al., 1998). Směrem k jihu a jihovýchodu se zmenšuje počet faunistických horizontů a zároveň jejich fauna ukazuje na postupné vyslazování prostředí tímto směrem (Řehoř & Řehořová, 1972).

### **2.1.2. Stratigrafické členění ostravského souvrství**

Ostravské souvrství se dělí na vrstvy petřkovické, hrušovské (spodní a svrchní), jaklovecké a porubské.

#### **2.1.2.1. Petřkovické vrstvy**

Petřkovické vrstvy jsou na bázi vymezeny stropem sk.f.h. Štúra a od nadloží jsou odděleny svrchní plochou hlavního ostravského brousku (v Polsku sk.f.h. Nanety).

Mocnost vrstev je na západě pánve redukována v důsledku částečné denudace



po skončení sedimentace. Jejich největší mocnost 760 m byla zjištěna u Heřmanic v ostravské oblasti a nejméně je tato jednotka mocná na jihovýchodě pánve na Frenštátsku, kde bylo zjištěna hodnota pouze 260 m.

Jejich nejnižší částí je komplex pískovců, které pozvolna přecházejí z podložních kyjovických vrstev. Následují drobové pískovce a do nadloží přibývá prachovců. V nadloží uhelných slojí bývají časté jílovce a jejich mocnější polohy jsou vázány na mořské horizonty. Petřkovické vrstvy jsou z celého ostravského souvrství nejbohatší na polohy vulkanogenních hornin. Sedimenty byly obecně transportovány od jihu k severu na rovinném povrchu s mnoha jezery a lagunami. Uhelne sloje mají plošně variabilní průběh a jejich větší počet je spíše ve svrchní části vrstev. Stratigrafický význam má brousek sloje Leonard, který dělí vrstvy na spodní a svrchní část (Dopita et al., 1997). Avšak nejdůležitější je hlavní ostravský brousek, který je zachován na celém území západně od orlovské struktury. Petrograficky se jedná o jílovec až prachovec subakvatického původu, jenž vznikl pravděpodobně náhlým přínosem zvětralin vulkanických hornin do zatopeného příbřežního rašeliniště a částečně i přímým srážením koloidního křemene a sedimentací sopečného popela (Havlena, 1964).

#### **2.1.2.2. Hrušovské vrstvy**

Hrušovské vrstvy, jejichž strop tvoří svrchní plocha sk.f.h. Enna, jsou rozděleny na spodní a svrchní část svrchní plochou sk.f.h. Františka.

Největší mocnosti 810-880 m dosahují vrstvy v centru ostravské oblasti. K jejímu nejvýraznějšímu zmenšování dochází obecně východním směrem, nejmenších hodnot 60 m dosahuje v mořkovské a frenštátské oblasti. Velice proměnlivá mocnost je důsledkem rozpadu území na dílčí prahy a pánve s různou rychlostí subsidence.

Ve výplni jsou slepence již vzácnější a menší je také zastoupení arkóz a arkózových pískovců. Důvodem je postupné stárnutí reliéfu snosné oblasti (Jansa, 1965). Hojně jsou drobové pískovce, avšak oproti podloží je patrná nižší písčítost vrstev. Prachovce spolu s jílovcem tvoří mocnější polohy hlavně v mořských horizontech. Na konci sedimentace došlo k rozsáhlým záplavám oblasti, jehož dokladem je rozšíření mořského patra sloje Enna. Záplava vedla k zarovnání reliéfu přímořské roviny a ke značným změnám druhů flóry (Havlena, 1964). Také se zde vyvinulo méně faunistických horizontů (Řehoř & Řehořová, 1972), z nichž především ty mořské se vyznačují stabilnějším postavením a větším prostorovým rozšířením. Uhelne sloje hrušovských vrstev jsou nestálé a ve svrchní části jen nahodile dobyvatelné (Dopita et al., 1997).

### 2.1.2.3. Jaklovecké vrstvy

Jaklovecké vrstvy jsou od nadloží oddělené stropem sk.f.h. Barbory.

Jsou zachovány pouze v erozních reliktech a změny jejich mocnosti nejsou tak výrazné, jako tomu bylo u podložních jednotek. Přesto je patrné mírné snižování mocnosti na východ a jihovýchod pánve, naopak největších hodnot dosahuje v dobývacím prostoru Dolu Ostrava.

Jsou charakteristické střídáním pískovců s menším podílem prachovců a jílovců, neboť jejich písčítost dosahuje až 60 %. Ve spodních partiích vrstev se jedná hlavně o arkózové pískovce, zatímco ve svrchních částech převládají droby a drobové pískovce. Vzácné jsou drobnozrné slepence označovány jako gravelity, charakteristické písčitou podpůrnou matrix. Silicifikace vrstev je nižší a křemenné pískovce jsou ojedinělé. Ve spodní části jakloveckých vrstev se dochovala sladkovodní fauna, ve svrchní naopak převažují horizonty s mořskou faunou (Řehoř & Řehořová, 1972). Sedimentační prostředí mělo charakter přímořské plošiny s dílčími úseky s rozdílnou subsidencí s močály a lagunami, které byly opakovaně zaplavovány (Havlena, 1964). Uhlonosnost a počet slojí jsou laterálně proměnlivé, ale díky velké mocnosti vrstev je zde nahromaděno relativně značné množství zásob v asi 22 rubatelných slojích (Beneš, 1958). Sloj Mohutný (386) je pak nejstálejší a nejmocnější slojí ostravského souvrství v české části hornoslezské pánve (Dopita et al., 1997).

### 2.1.2.4. Porubské vrstvy

Strop porubských vrstev tvoří počva sloje 504 (Prokop), která je zároveň také hranicí spodního namuru.

Sedimenty porubských vrstev byly nejvíce denudovány, proto se zachovaly v úplné mocnosti jen v karvinské a frenštátské oblasti a východním směrem se výrazně ztenčují. Maximálních 720 m dosahují na jihu Karvinska.

V cyklech se zde střídají drobové pískovce až droby s hojnou jílovitou hmotou s prachovci a jílovcí, v nichž jsou časté pelokarbonátové konkrce v mořských polohách. Typickým horizontem na bázi porubských vrstev je zámecký slepenec, v němž je možné rozeznat až 4 cykly se slojemi. Jeho základní hmotou je arkózový pískovec a valouny jsou převážně ze žilného křemene. Od podloží je erozně omezen, východním směrem snižuje svoji mocnost a na platformě zcela vyклиňuje (Havlena, 1964). V podloží sloje 504 (Prokop) je poloha ganistru (Dopita & Králík, 1971), bělavého až tmavě šedého křemitého pískovce až křemence, jehož mocnost klesá severním směrem. Vznikl jako silketová fosilní půda po ústupu moře na jezerní akumulární plošině, kdy v humidním klimatu probíhaly půdotvorné procesy v přípovrchových vrstvách. Odpovídá také intranamurskému hiátu dlouhému asi 2-4

Ma. Ve spodních dvou třetinách vrstevního sledu převažují mořské facie častých ingresí, cykly zámeckého slepence vznikaly v kontinentálním prostředí řek. Následoval návrat příbřežním mořským podmínkám s hojnými záplavami moře. Uhlonosnost porubských vrstev je na rozdíl od podložní jednotky nižší (Dopita et al., 1997). Nachází se zde asi 15 dobyvatelných slojí, jejichž mocnost je ve většině případů menší než 1 m (Beneš, 1958).

## 2.2. Karvinské souvrství

Kontinentální uhlonosná molasa karvinského souvrství se zachovala pouze v denudačních reliktech, z nichž největší a nejúplnější je na karvinsku a menší se nacházejí ve frenštátské a jablunkovské oblasti. Větší rozšíření této jednotky je v polské části hornoslezské pánve, kde sedimentace pokračovala až do stephanu. Původně musela být i v české části daleko rozsáhlejší, což potvrzují nálezy valounů uhlí (Šilar, 1956; Havlena, 1956; Birkenmajer & Turnau, 1962; Turnau, 1970) a také skutečnost, že porubské vrstvy musely být překryty mocným nadložím, aby mohlo být dosaženo takového stupně prouhelnění (Dopita et al., 1997).

Sedimentární sled je dle nalezené flóry řazen do středního a svrchního namuru a spodního westphalu. Mezi paralickou a kontinentální molasou je patrný hiát, který se vyznačuje změnou ve složení makroflóry (Gothanův floristický skok), palynologického obsahu (Valterová, 1987) a také petrografického složení uhlí (Malán, 1966). Během přerušení sedimentace vznikala také fosilní zvětrávací kůra, která dnes tvoří křemencový horizont (ganistr) (Dopita & Králík, 1971) v počvě sloje 504 (Prokop).

Velice typické jsou cykly sedimentace (Dopita & Havlena, 1980), kde jsou v bazální části uloženy hrubozrnné pískovce nebo slepence s hojnými intraklasty uhlí. Mají bělavé zabarvení a jsou arkózové, karbonátické či kaolinitické povahy. Jejich styk s podložím bývá ve spodních částech souvrství ostrý a ve svrchních lze nalézt i pozvolné přechody (Havlena, 1964). Následují šedé karbonátické jemnozrnné pískovce a prachovce s mnoha zbytky rostlin a nad nimi leží kořenová půda. Sled pokračuje uhelnou slojí a konečně šedými prachovitými jílovcí se zbytky rostlin a někdy také sladkovodní faunou. Ve spodních částech souvrství jsou cykly (přes 30 m) i sloje velmi mocné a sedimenty jsou hrubozrnnější, zatímco ve svrchních partiích cykly (15-10 m) i sloje nedosahují takové tloušťky a sedimenty jsou spíše jemnozrnnější. Ve srovnání s ostravským souvrstvím je souvrství karvinské texturně méně rozmanité, ale jeho uložení mají nejvyšší stupeň zralosti ze všech flyšových

a molasových sedimentů, což je důsledek rozsáhlé resedimentace karbonských klastik (Kumpera & Martinec, 1993). Vysoký obsah kaolinitu svědčí o teplém a humidním klimatu. Směr transportu materiálu byl obecně od jihu k severu.

Nápadný je také pokles výskytu vulkanogenních hornin a vymizení poloh brousků, jejichž příčinou byla jednak vysoká dynamika prostředí a zároveň snížení vulkanické aktivity mimo pánev. Z malého podílu hrubozrnného tufogenního materiálu lze usuzovat, že vulkanická centra se nacházela ve větší vzdálenosti od pánve (Dopita et al., 1997).

### **2.2.1. Paleogeografie**

Sedimenty karvinského souvrství se ukládaly v prostředí bezodtoké pánve s akumulací plošinou v okolí centrálního jezera, které bylo situováno v severní části hornoslezské pánve (Havlena, 1982). Uhlonosné cykly jsou diastrofického původu a v průběhu sedimentace se projevovalo vymizení rozdílů mezi předhlubní a platformou.

Na začátku středního namuru je hiát doložený přítomností polohy ganistru a změnou flóry. Masivní silicifikace (Kus, 1993) probíhala na morfologicky vyrovnané plošině bez fytogenní sedimentace. Poté byl pomalou subsidencí obnoven vodní režim a vytvořilo se velké rašeliniště, v němž vznikalo uhlí sloje 504 (Prokop).

V další části středního a ve svrchním namuru došlo k tektonickému oživení pohybů a následnému zvýšení přínosu klastik do pánve, které nemá obdobu ve stejně starých jednotkách Českého masivu ani evropských variscid (Dopita et al., 1997). Pánev měla v té době podobu jezerní akumulací plošiny s plochými výnosovými kužely rozrušenými koryty řek, jejíž osa subsidence byla posunuta více východním směrem. Klima bylo stále teplé a vlhké.

Na počátku westphalu dosahovala pánev největšího rozšíření a území mělo podobu ploché aluviální plošiny s meandrujícími řekami, které transportovaly velké množství jemného materiálu ve vznosu. Občasná jezera jsou doložena polohami horizontů se sladkovodní faunou. Osa subsidence pánve byla více na východě a pomalu rotovala do směru západ-východ (Dopita et al., 1997).

### **2.2.2. Stratigrafické členění karvinského souvrství**

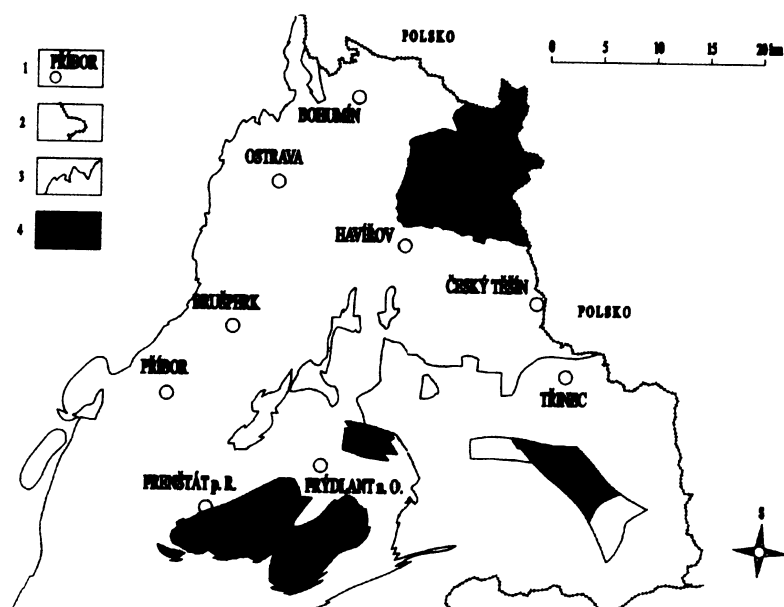
Karvinské souvrství se dělí na vrstvy sedlové, sušské (spodní a svrchní) a doubravské s.l. (doubravské s.s. a vyšší doubravské).

### 2.2.2.1. Sedlové vrstvy

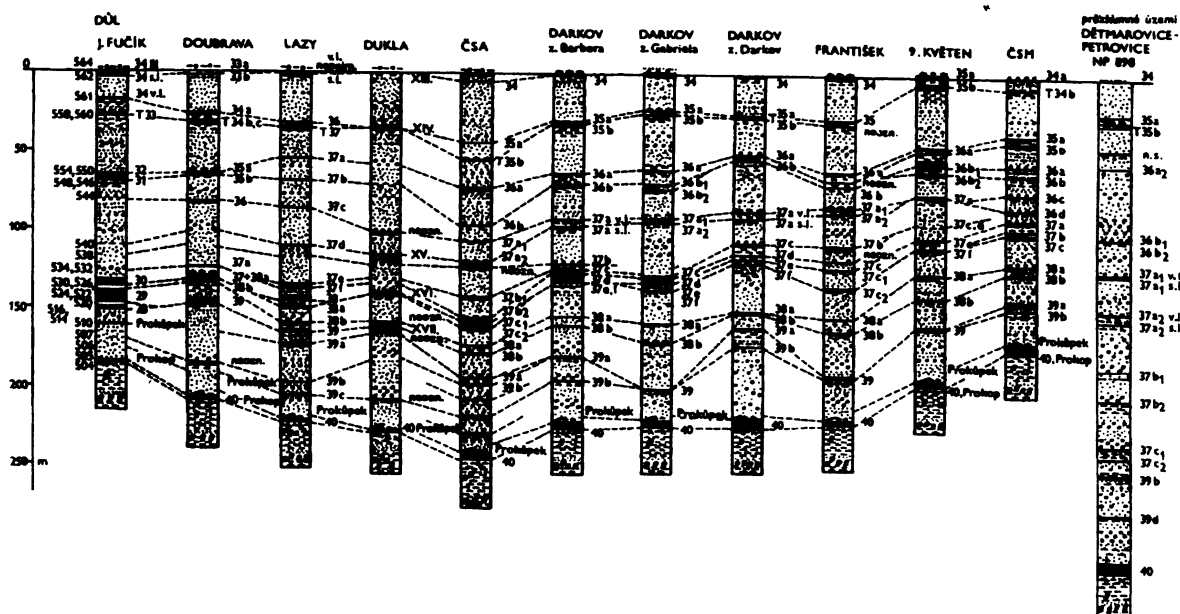
Spodní hranici sedlových vrstev tvoří počva sloje 504 (Prokop), strop představuje počva sloje 605/606 (33). Horizont sloje 546-554 (36) je hranicí mezi středním a svrchním namurem (Obr. 4).

Mocnost vrstev ubývá směrem k orlovské poruše a celkově je značně proměnlivá (Obr. 3).

Charakteristický je vysoký podíl slepenců a pískovců (až 75 %). Slepence jsou drobnozrné s valouny mléčného křemene a se zbytky prouhelněných kmenů a větví a úlomky uhlí především na bázi jejich poloh. To je typické i pro pískovce, které odpovídají svým složením většinou křemenným drobám. Množství aleuropelitů je výrazně menší a jsou charakteristické vysokým obsahem rostlinného detritu, v kořenových půdách jsou hojné stigmarie a konkrerce sideritu. Velmi časté je zastoupení výplně pestrými vrstvami hlavně ve spodních partiích vrstev včetně sloje 504 (Prokop). Cyklická stavba má velmi mocný bazální člen ze slepenců a pískovců ostře ohraničený od podloží, často značně mocnou sloj a tenkou polohu stropových aleuropelitů, které jsou většinou smyty. Bazální člen vznikl rychle se opakujícími nánosy šterku a písku v mělčinné březní zóně centrálního jezera hornoslezské pánve (Havlena, 1977). Polohy uhelných tonsteinů až na výjimku a faunistické horizonty nemají souvislejší průběh, proto je obtížná korelace slojí. Spodní díl vrstev je více uhlonosný, ve svrchním mají sloje nižší mocnost. Na spodu se nachází nejstálejší sloj celé hornoslezské pánve 504 (Prokop) (Dopita et al., 1997).



Obr. 3 Výskyt sedlových vrstev v české části hornoslezské pánve (podle Martince et al., 2005) 1 – sídla, 2 – státní hranice, 3 – hranice české části hornoslezské pánve, 4 – oblast výskytu sedlových vrstev



Obr. 4 Standardní profily sedimentárních vrstev (podle M. Dopity, 1997)

### 2.2.2.2. Sušské vrstvy

Stropem sušských vrstev je počva sloje 804 (16) a na spodní a svrchní část je dělí sk.f.h. Huberta, do jejíž stratigrafické úrovně se také klade hranice mezi namurem a westphalem.

Úplný vývoj jednotky je zachován pouze v karvinské oblasti, kde dosahuje největší mocnosti až 395 m na severu území a směrem k jihu se ztenčuje.

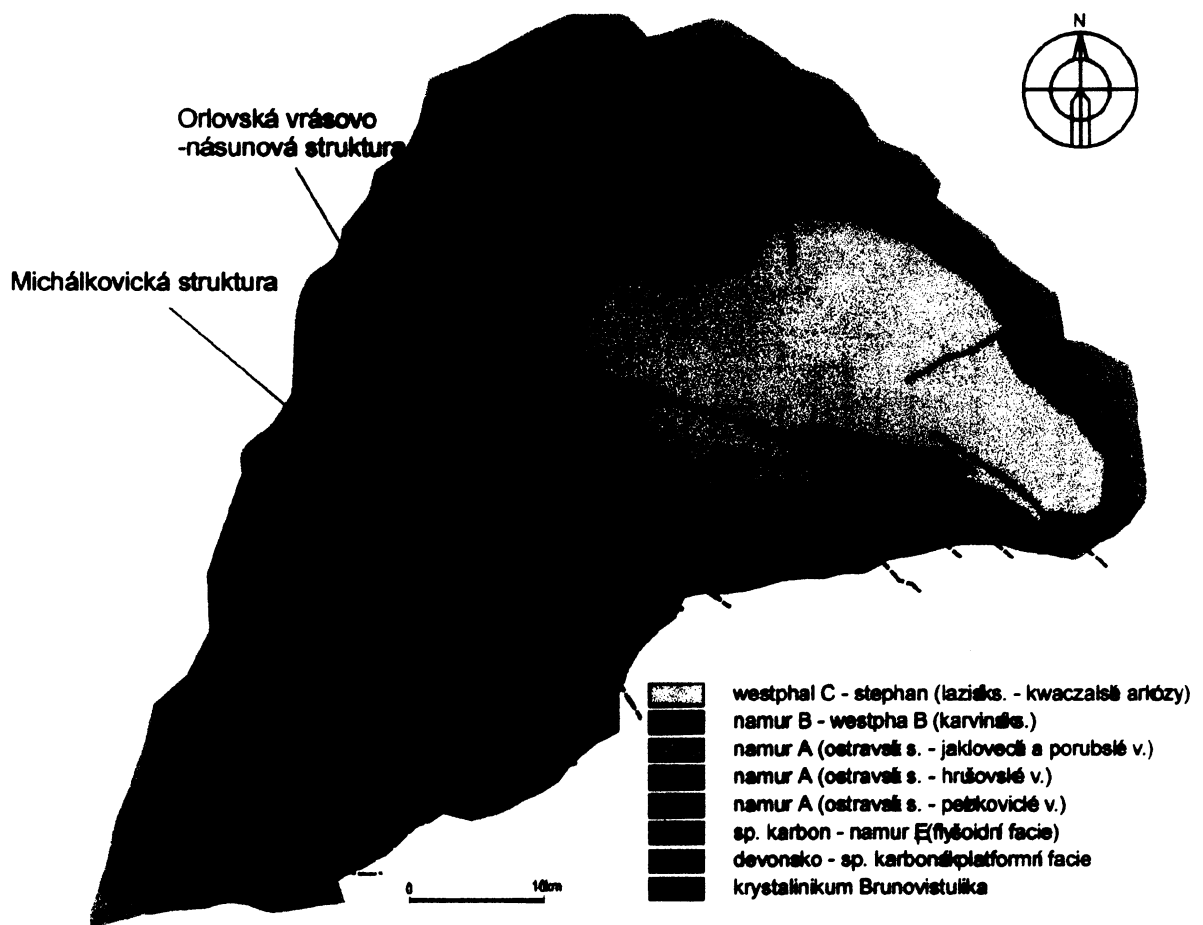
Jen na východě se vyskytuje malé množství slepenců, jinak převládají ve výplni pískovce drobového nebo kaolinického arkóзовého typu. Oproti sedimentárním vrstvám jsou hojnější polohy prachovců a jílovců, na něž je vázán výskyt fauny a flóry a pelosideritů. Cyklická stavba je značně nestálá. Ve spodních částech převládají psamity, ve svrchních partiích dochází ke zjemnění materiálu (říční facie a mělkovodní jezerní uložení) a zmenšení mocnosti cyklů. Báze bývají erozivní. V sušských vrstvách byla nalezena jen sladkovodní fauna (Řehoř & Řehořová, 1972). Uhelne sloje mají mnoho proplátek, často vyklíňují, nepravidelně se spojují a místy i zcela chybějí v důsledku eroze nadložním pískovcem. Jsou také náchylné k samovznícení (Dopita et al., 1997). Ve spodní části se nachází 12 až 15 slojí, svrchní část obsahuje 7 až 10 slojí, které nemají tak kolísavou mocnost jako sloje ve spodních partiích vrstev (Beneš, 1958).

### 2.2.2.3. Doubravské vrstvy

Svrchní hranice doubravských vrstev s.l. je erozní a strop sloje 876 je dělí na doubravské vrstvy s.s. a vyšší doubravské vrstvy. Jejich výplň byla uložena během westphalu A.

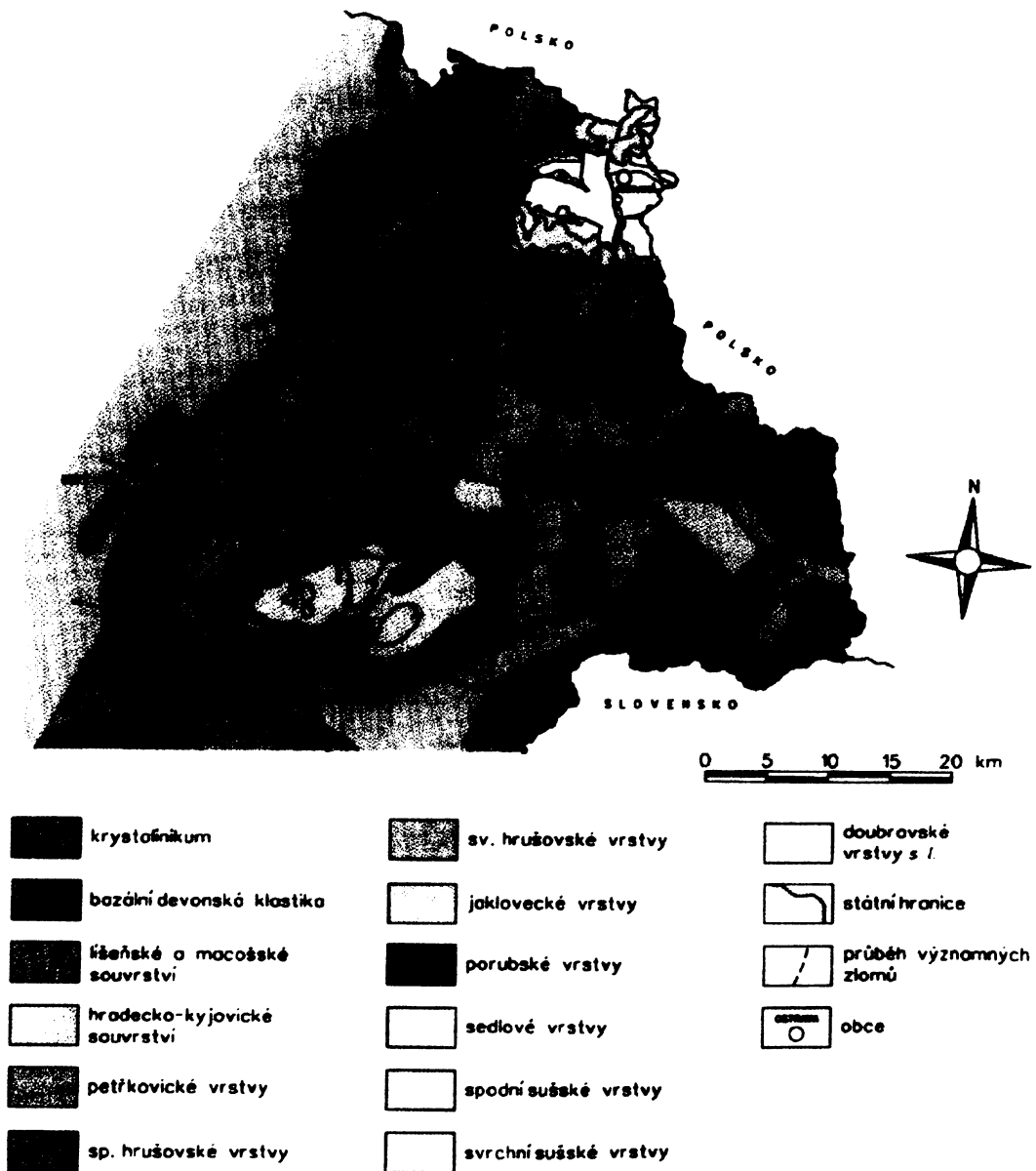
Doubravské vrstvy s.s. se zachovaly jen v karvinské oblasti, kde dosahují mocnosti až 262 m v Dole ČSM. Jejich cyklická stavba je často neúplná a mívá značně asymetrický vývoj. Na bázi erozního charakteru jsou místy přítomny gravelity, následují arkózové pískovce (jejich množství směrem k východu klesá), prachovce, kořenová půda, uhelná sloj a konečně prachovec nebo jílovec. Jedná se o sedimenty meandrující řeky v jezerní akumulární plošině. Korelační horizonty jsou velmi vzácné.

Vyšší doubravské vrstvy jsou přítomné jen v denudačních zbytcích, jejich největší mocnost 340 m je zachována v tektonicky zakleslé kře z Dolu ČSA. Cyklická stavba se příliš neliší od stavby doubravských vrstev s.s. Zcela chybí litostratigrafické horizonty a sladkovodní horizonty jsou vzácné. Uhelne sloje jsou málo mocné, mají nestálý průběh, časté jsou proplástky, vykliňování a štěpení nebo jejich úplná eroze. Jejich počet a mocnost se zvyšují severovýchodním směrem (Dopita et al., 1997).



Obr. 5 Geologická mapa hornsleszské pánve (podle Kotase, 1995)

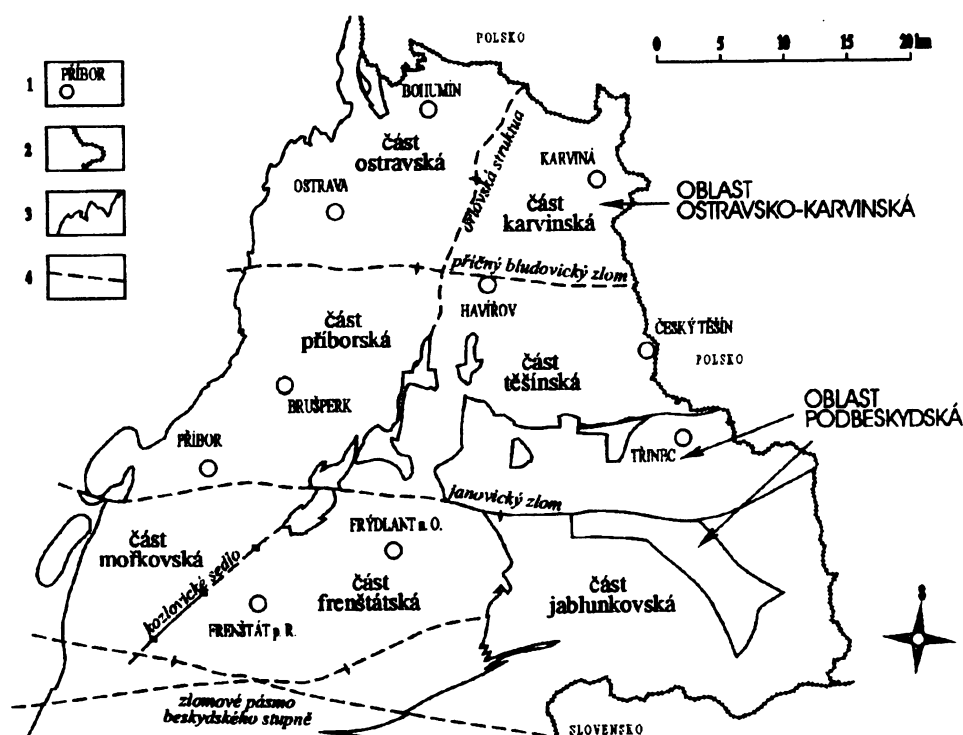




Obr. 6 Odkrytá geologická mapa české části hornoslezské pánve (podle Austa et al., 1997)

### 3. Uhelné sloje ostravského a karvinského souvrství

V české části hornoslezské pánve se nachází 415 uhelných slojí, z nichž je 141 průběžně nebo místně dobytelných. Z toho 86 slojí náleží ostravskému souvrství (asi 65 % evidovaných geologických zásob uhlí české části hornoslezské pánve) a 55 slojí je součástí karvinského souvrství (asi 35 % evidovaných geologických zásob) (Dopita et al., 1997) (Obr. 7).



Obr. 7 Schematická mapa české části hornoslezské pánve (podle P. Martince, 2005)

1 – sídla, 2 – státní hranice, 3 – posterozní hranice pánve, 4 – hlavní tektonické struktury

#### 3.1. Ostravské souvrství

##### **3.1.1. Vývoj uhelných slojí**

Průměrná mocnost uhelných slojí ostravského souvrství je 73 cm (Dopita & Kumpera, 1993) a nejvyšší průměrnou mocnost 2-4 m má sloj 386 (Mohutný). V petřkovických vrstvách dosahují sloje extrémní mocnosti, která je výsledkem sekundárního nakupení uhelné hmoty v antiklinálách západních sedel. Variabilita mocností slojí je malá (Dopita et al., 1981).

Nejvíce se štěpí a spojují sloje a skupiny slojí petřkovických a hrušovských vrstev. Charakteristické jsou pro ně také tzv. stlaky (pecky), tělíska nadložních psamitů nebo aleuropelitů vtlačena do plastické hmoty budoucí sloje (Grmela et al., 1983, 1986). Ve slojích jakloveckých i porubských vrstev byly nalezeny výmoly, korytovité útvary dlouhé až 1700 m a široké až 300 m vzniklé erozní činností. Proplástky v ostravském souvrství jsou více hrubozrnné a jsou nahromaděné hlavně ve střední třetině slojí (Dopita & Králík, 1969, 1979). V jakloveckých a porubských vrstvách byly nalezeny rašelinné dolomity (siderity) i čočkovitě zploštělé sideritizované kmeny. Stojaté kmeny a pařezy jsou typické pro jaklovecké vrstvy v ostravské brachysynklinále (Folprecht & Patteiský, 1928; Patteiský, 1937; Havlena, 1964) a v petřvaldské brachysynklinále jsou hojné i v porubských vrstvách (Dopita & Havlena, 1960).

### ***3.1.2. Stupeň prouhelnění a chemicko-technologické vlastnosti***

Pro úsek od petřkovických po svrchní hrušovské vrstvy platí, že nejvyšší stupeň prouhelnění je při západním okraji české části hornoslezské pánve, kde se obsah prchavé hořlaviny pohybuje okolo 12 až 14 %. Nejmenšího stupně bylo dosaženo v petřvaldské brachysynklinále. V jakloveckých a porubských vrstvách je v okrajových partiích situace podobná, ale pro střední část pánve nejsou k dispozici potřebné údaje (Dopita et al., 1997).

Na stupni prouhelnění jsou závislé různé chemicko-technologické vlastnosti uhlí. Proto byly nejnižší obsahy veškeré vody zjištěny v petřkovických vrstvách v místě jejich největšího prouhelnění na západě české části hornoslezské pánve a zároveň zde byl naměřen velmi nízký index puchnutí SI (antracity a antracitová uhlí). V tomto místě jsou charakteristické i malé hodnoty dilatace, které se směrem do nadloží zvyšují. Avšak od svrchních hrušovských vrstev dochází opět k jejich poklesu díky nižšímu stupni prouhelnění v těchto jednotkách. Nejvyšší obsahy veškeré vody pak má uhlí porubských vrstev v petřvaldské brachysynklinále. Obsahy síry jsou obecně velmi nízké (do 1 %), ale na některých místech se lokálně zvyšují (1-2 %), zvláště ve slojích v blízkosti mořských horizontů. Podle mezinárodního kódového systému (MKS) bylo vyhodnoceno uhlí petřkovických vrstev na západě české části hornoslezské pánve jako obchodní skupiny I, II a III, ale směrem k východu a do nadloží se jeho kvalita zlepšuje a je zařazeno až do skupiny V. Antracity se nacházejí jen v úzké linii kolem západního okraje pánve v petřkovických vrstvách, mnohem hojnější i v nadložních vrstvách je antracitové a koksové uhlí 2. Jednu třetinu všech geologických zásob v ostravsko-karvinském revíru tvoří technologický typ uhlí koksové 1 (Dopita et al., 1997), které se vyskytuje

v petřkovických a zcela převažuje v hrušovských, jakloveckých i porubských vrstvách. Poměrně hojně je ještě uhlí žírné hlavně od svrchních hrušovských vrstev do nadloží, výskyt plynového a pálavého uhlí je pak daleko vzácnější.

### **3.1.3. Petrologie uhlí**

Uhlí petřkovických vrstev je makropetrograficky popisováno jako lesklé až lesklé uhlí páskované s přechody do matného uhlí. Na západě pánve se vyskytují černouhelné metatypy až antracity. V hrušovských vrstvách je lesklé uhlí, ale převažuje lesklé páskované. V jakloveckých vrstvách stoupá podíl páskovaného a matného páskovaného uhlí, avšak v porubských již zase převládá páskované a lesklé páskované uhlí. Poměrně vzácnější jsou výskyty sapropelitů (převážně kenelů), jejichž polohy jsou nejčastější v jakloveckých vrstvách a to hlavně ve svrchních partiích slojí (Horák, 1994).

Pro mikropetrografické složení uhlí ostravského souvrství je charakteristický vysoký podíl vitrinitu, menší podíl inertinitu a malý výskyt liptinitu. Zvláště na západním okraji pánve v petřkovických a hrušovských vrstvách je liptinit zanedbatelný nebo již není možné jeho macerály rozeznat v důsledku silného prouhelnění uhlí v této oblasti (Dopita et al., 1997).

### **3.1.4. Paleogeografie a uhlonosnost**

Uhelné sloje vznikaly v rozlehlých rašeliništích na akumulacní plošině v blízkosti moře na severovýchodě, které mnohokrát zaplavilo pevninu. Mělkomořské sedimenty spolu s uloženinami občasných jezer a řek reprezentují bezeslojné partie mezi uhlonosnými úseky ostravského souvrství (Dopita et al., 1985).

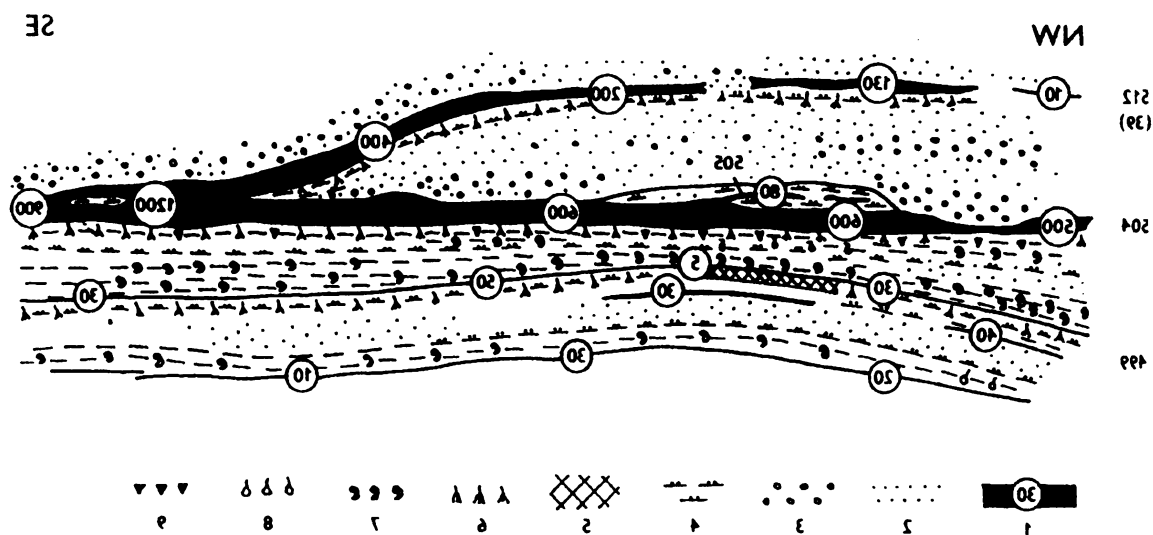
Ostravské souvrství je celkově mnohem méně uhlonosné než karvinské. Spodní část petřkovických vrstev až ke sk.f.h. Leonarda je méně uhlonosná než jejich svrchní díl, avšak nejmenší uhlonosnost mají svrchní hrušovské vrstvy. Obecně platí, že se s poklesem mocnosti jednotek souvrství od západu k východu a jihu snižuje i jeho uhlonosnost a počet slojí (Dopita et al., 1997).

## **3.2. Karvinské souvrství**

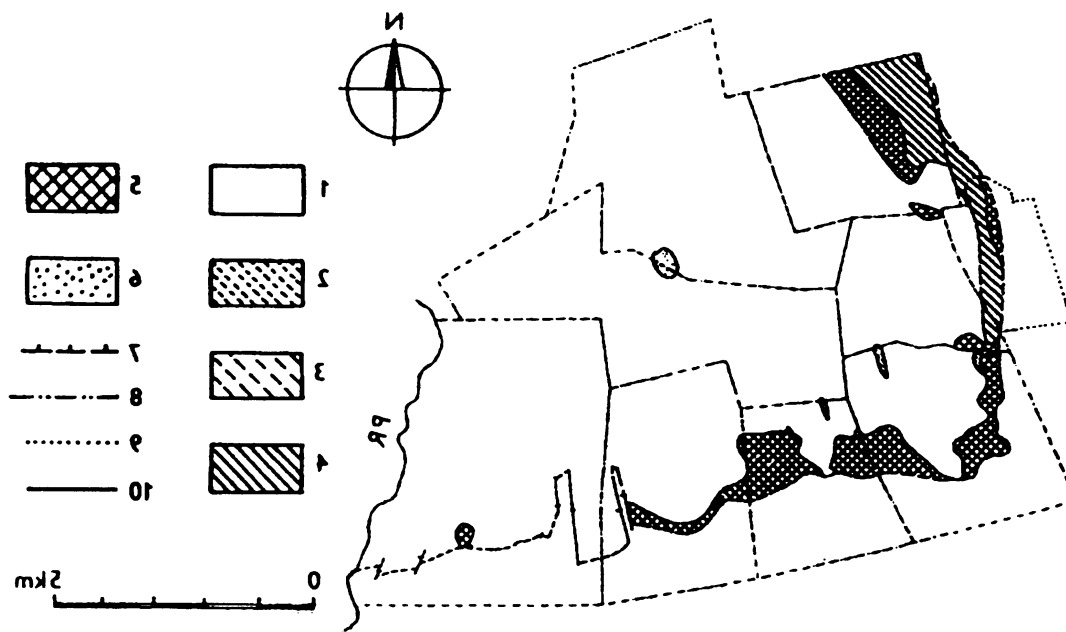
### **3.2.1. Vývoj uhelných slojí**

Průměrná mocnost uhelných slojí karvinského souvrství činí 180 cm (Dopita & Kumpera, 1993) a největší průměrnou mocnost má sloj 504 (Prokop), která v místě spojení se

slojí 514/516 (39) dosahuje 11,60 m (Důl 9. květen) a v Dole ČSM dokonce 15 m (Obr. 8, Obr. 9). Výjimečná mocnost přes 20 m (s dvěma proplásky 120 a 200 cm mocnými) byla zaznamenána v sedlových vrstvách v místě přiblížení slojí 28 (514), 29 (516/522) a 30 (524/530). V nejvyšších partiích karvinského souvrství ale mocnost slojí výrazně klesá. Ve vyšších doubravských vrstvách se sice nalézají velké množství slojí, avšak pouze 2-4 jsou místně dobytelné. Narozdíl od slojí ostravského souvrství mají sloje souvrství karvinské daleko vyšší variabilitu mocnosti, která se však zároveň směrem do nadloží snižuje (Dopita et al., 1981).



Obr. 8 Schéma spojení sloje 506-510 (39) se slojí 504-505 (Prokop) (upraveno podle Horáka, 1993); 1 – uhelná sloj (mocnost v cm), 2 – pískovec, 3 – slepenec, 4 – prachovec, 5 – tufit, 6 – kořenová půda, 7 – mořská fauna, 8 – lingulová fauna, 9 – křemencový horizont



Obr. 9 Plošný vývoj slojí horizontu sloje 504-505 (Prokop) (podle M. Dopity, 1997)

1 – vyvinuty obě lávky (sloje), 2 – nevyvinuta svrchní lávka (sloj), 3 – nevyvinuta spodní lávka (sloj), 4 – sloj není vyvinuta, 5 – pestré vrstvy, 6 – erozivní výmoly, 7 – výchoz sloje na povrch karbonu, 8 – hranice dobývacího prostoru, 9 – dobývací prostor závodu Žofie Dolu J. Fučík, 10 – česko-polské státní hranice

Nejčastěji se štěpí a spojují sloje spodních sušských vrstev. V sedlových vrstvách jsou hojné výmoly a jiné erozivní jevy a to zejména na západě karvinské oblasti, v mladších jednotkách již nejsou tak časté. Proplástky slojí karvinského souvrství jsou obvykle méně mocné než u slojí ostravského souvrství (většinou do 5 cm) a vyskytují se převážně v horní třetině slojí (Dopita & Králík, 1969, 1979). Prorostlé uhlí (střídání tenkých poloh uhlí a jaloviny) je typické u slojí svrchních sušských a doubravských vrstev. Stojaté kmeny a pařezy jsou v sedlových a spodních sušských vrstvách velmi vzácné, ale ve vyšších částech karvinského souvrství jsou již daleko hojnější (Šusta, 1931).

### 3.2.2. *Stupeň prouhelnění a chemicko-technologické vlastnosti*

Prouhelnění slojí karvinského souvrství stoupá od orlovské struktury na východ a severovýchod (Dopita et al., 1997).

Intenzita prouhelnění, ale také třeba macerálové složení, se odrážejí v chemicko-technologických vlastnostech uhlí. Například vysoký obsah inertinitu v uhlí sedlových vrstev

se projevuje poklesem hodnot indexu puchnutí SI. Hodnoty dilatace se se snižujícím stupněm prouhelnění zmenšují. Ve svrchních sušských a v doubravských vrstvách nabývají dokonce na přechodu ze žírných do plynových uhlí záporných hodnot a nastává pak jen kontrakce. Také pro sloje karvinského souvrství je příznačný nízký obsah síry (do 1 %). Velmi vysoký podíl inertinitu v sedlových vrstvách má vliv na kvalitu uhlí, který se potom projevuje rychlým střídáním různých obchodních skupin v profilu sloje (zejména sloj 504 = Prokop). V nadložních sušských vrstvách již opět převažují skupiny s označením V. Uhlí sedlových vrstev je technologického typu uhlí koksové 1, které představuje až polovinu jejich zásob na východě karvinské oblasti (Dopita et al., 1997). Částečně je zastoupeno také v sušských vrstvách. Žírné uhlí tvoří nezanedbatelnou část slojí sedlových vrstev a hojně je především ve spodních sušských vrstvách (asi polovina zásob v karvinské i frenštátské oblasti). Převažuje také ve svrchních sušských a zastoupeno je i v doubravských vrstvách. Plynové uhlí se nachází v sušských slojích, ale hojnější je v doubravském uhlí. Pálavé uhlí se vyskytuje pouze ojediněle v doubravských vrstvách *s.l.* Ze stopových prvků jsou v karvinském souvrství zvýšené obsahy Ba a Sr , které jsou vázány na polohy bohaté fuzinitem (Dopita et al., 1997).

### **3.2.3. Petrologie uhlí**

Makropetrograficky představují sedlové vrstvy velice výrazný skok ve složení, kdy v jejich spodních slojích zcela převažuje matné a matné páskované uhlí. Směrem do nadloží stoupá zastoupení páskovaného a lesklého páskovaného uhlí, které úplně převládne ve svrchních jednotkách karvinského souvrství. Pásky lesklé složky jsou mocnější než je tomu u slojí ostravského souvrství. Výskyt sapropelitů (kenelů) je ještě vzácnější (Horák, 1994).

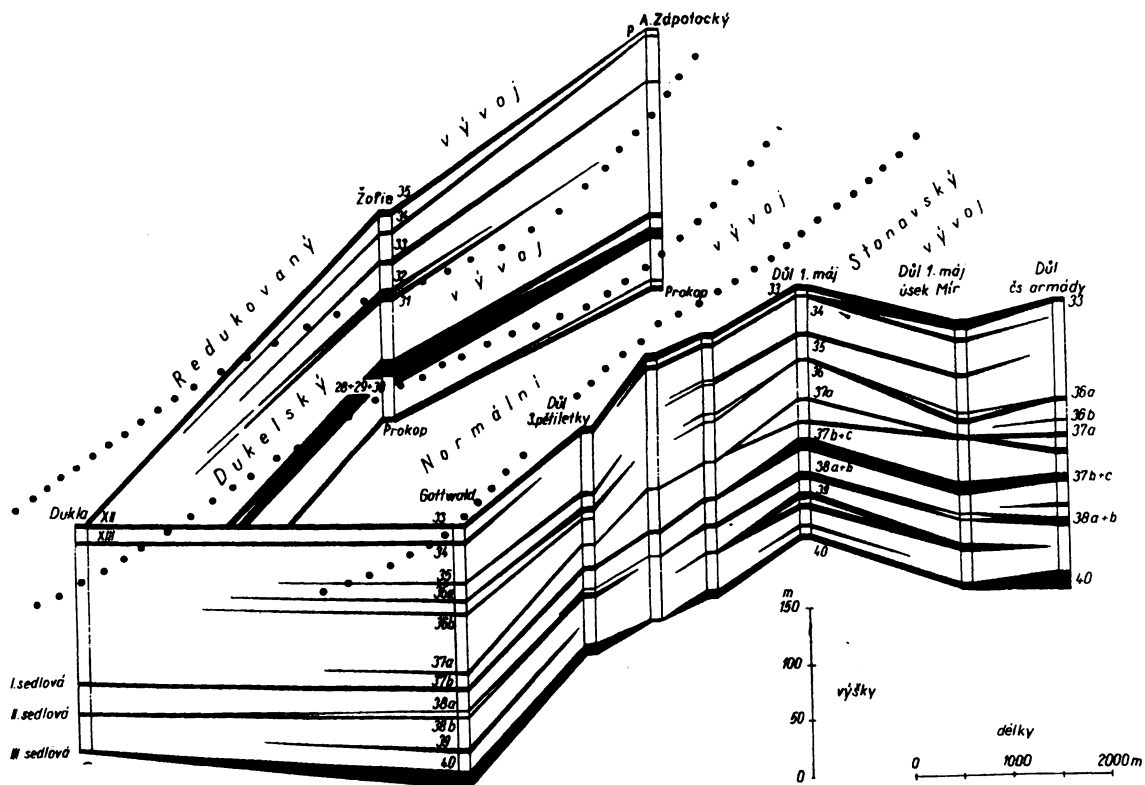
Sedlové vrstvy jsou zajímavé i z mikropetrografického hlediska. Dochází zde totiž k velkému poklesu podílu vitrinitu a nárůstu inertinitu na jeho úkor v některých případech až na 80 % (Dopita et al., 1997). Svrchní sušské a doubravské sloje se svým složením opět podobají ostravskému souvrství, ale liší se vyšším obsahem liptinitu.

### **3.2.4. Paleogeografie a uhlonosnost**

Na rozdíl od ostravského se sloje karvinského souvrství ukládaly v kontinentální bezodtoké pánvi s centrálním jezerem, kde převládala sedimentace jezer, bažin až rašelinišť spolu se sedimenty centrálního jezera (Dopita et al., 1985).

Karvinské souvrství je až čtyřikrát uhlonosnější než ostravské (Dopita et al., 1997). Přestože sloje spodních sušských vrstev nemají takovou mocnost jako sloje vrstev sedlových,

mají větší plošnou stálost a díky tomu jsou nejvíce uhlonosné (Obr. 10). Naopak nejnižší uhlonosnost vykazují vyšší doubravské vrstvy.



Obr. 10 Schéma vývoje sedlových vrstev v prostoru a změn jejich uhlonosnosti v čase (upraveno podle V. Havleny, 1964)



## **4. Vznik uhlí a uhelná petrologie**

### **4.1. Chemické složení organické hmoty**

Odumřelá organická hmota (nekromasa), složená v podstatě jen ze 4 chemických prvků (C, H, O, N a někdy S), se v horninách vyskytuje ve třech podobách: bitumen, huminové látky a kerogen spolu s karboidy.

Bitumen je rozpustný v organických rozpouštědlech a má výraznou luminiscenci. Tvoří hlavně přírodní uhlovodíky (do 95 %), jeho menší množství je obsaženo v uhlí (do 25 % v hnědém uhlí) a v sedimentech.

Huminové látky se z hornin dají získat působením alkalických rozpouštědel. Jedná se o organické hydrosoly a gely složené z komplexních sloučenin s aromatickými jádry, vznikající biochemickým rozkladem rostlin, proto je jejich největší množství v humusu (a také v půdě), v rašelině a v hnědém uhlí. Se vzrůstajícím stupněm prouhelnění jejich obsah klesá, takže je nelze nalézt v černém uhlí a v antracitu. Někdy se vyskytují ve formě gelovitých substancí v sedimentech, ale v přírodních uhlovodících zcela chybějí. Dalším způsobem jejich vzniku je zvětrávání uhlí. Byly popsány ze sekundárně zvětralých uhlí na výchozech v mostecké pánvi. Zvětralá uhlí se zde označují jako oxyhumolity.

Kerogen je nejhojnější ze všech typů organické hmoty a je nerozpustný. Bývá v koloidních pigmentech černých sedimentů, ve kterých může někdy tvořit samostatná mikroskopická tělíška. Původními látkami jsou lipidy a proteiny. Horniny se zvýšeným množstvím kerogenu se označují jako ropomatečné a jejich zahříváním se z nich uvolňují přírodní uhlovodíky.

Karboidy jsou rovněž nerozpustné. Narozdíl od kerogenu však vykazují anizotropii díky svému strukturnímu uspořádání, v němž jsou patrné krystality grafitu. Do této skupiny se řadí antracit nebo fuzit uhelných slojí. Patří sem i základní hmota vysoce prouhelněných černých uhlí a lesklých minerálů z přírodních uhlovodíků a dokonce také např. koks a saze (Dopita et al., 1985).

### **4.2. Biomasa**

Označení biomasa zahrnuje veškeré části těl živých organismů bez jejich anorganických částí. Skládá se obecně z ligninu, sacharidů, proteinů a lipidů (Romankevič, 1978) a k těmto látkám se ještě někdy přidávají také terpenoidy, karotenoidy, steroidy, porfyriny a alkaloidy. Pro tvorbu fosilních paliv je však rozhodující pouze biomasa bakterií, planktonu a řas a vyšších cévnatých rostlin (Dopita et al., 1985).

### 4.3. Vznik uhelných kaustobiolitů

V procesu uhelnění, tedy vzniku uhelných kaustobiolitů, i ropotvorby se rozlišují dvě fáze. První je biochemická, která zahrnuje rašelinění a hnití, druhá fáze je geochemická, tedy prouhelňování a bituminace (Dopita et al., 1985).

Nekromasa, odumřelá organická hmota, se rozkládá podle množství kyslíku během tlení a trouchnivění, kdy vznikají pouze oxid uhličitý a voda, ale během těchto procesů se netvoří fosilní paliva. Dále může dojít ke hnití a v zemské kůře k následné bituminaci. Tyto pochody se týkají hlavně nekromasy bakterií a planktonu a výsledným produktem je ropa. Poslední možností rozkladu nekromasy, především vyšších rostlin, je proces vzniku uhlí. Při něm na povrchu dojde k rašelinění a v zemské kůře k prouhelňování hmoty. V průběhu prouhelňování nekromasy se její složité molekuly biopolymerů rozštěpí na jednodušší molekuly monomerů, které se poté opět sloučí v nové organické látky s vyšším obsahem uhlíku a vodíku, než měly původní sloučeniny.

#### **4.3.1. Biochemická fáze - rašelinění**

##### **4.3.1.1. Probíhající reakce**

Rašelinění je první etapou procesu uhelnění, tedy vzniku uhelných kaustobiolitů, která se označuje jako biochemická fáze. Během rašelinění je velmi významná činnost rozkladných organismů. Heterotrofní organismy (anaerobní bakterie, plísně a houby) pracují bez přístupu vzdušného kyslíku, zatímco za přítomnosti vzdušného kyslíku jsou důležité autotrofní aerobní bakterie. Tato oxidace nekromasy je biochemickou reakcí. Chemické reakce zahrnují oxidaci, redukci a hydrolýzu a nepodílejí se na ní rozkladné organismy. Jejich konečným produktem jsou organické gely.

##### **4.3.1.2. Ovlivňující faktory**

K zabránění úplnému rozkladu nekromasy jsou nutné alespoň částečné subakvatické podmínky. Úplnému rozložení hmoty brání její překrytí dalšími vrstvami rašeliny nebo jílu, či tvorba látek jedovatých pro rozkladné organismy a dehydratace nekromasy (Dopita et al., 1985).

Z těchto důvodů jsou oxidace, hydrolýza a rozkladné procesy (humifikace), při nichž vznikají huminové látky, nejintenzivnější v huminogenní zóně rašelině (akrotelm) s

kolísající vodní hladinou. Jedná se o vrstvu do hloubky asi 0,5 m, kde jsou aktivní hlavně aerobní bakterie, plísně a houby. V katotelmu, vrstvě v hloubce přibližně 0,5 - 10 m, která se nachází trvale pod hladinou vody, převládá činnost anaerobních bakterií. Zde probíhá kondenzace, polymerace a redukce látek, z nichž se ztrátou vody (gelifikace) stávají gely (humíny).

#### **4.3.1.3. Vliv pH**

Během rašelinění je přístup vzdušného kyslíku omezen, nikoliv zcela uzavřen. Hodnoty EH jsou kladné, neboť při záporných hodnotách dochází spíše k hnití za přispění anaerobních bakterií. Prostředí může být kyselé až zásadité; pH kolísá mezi 2,5-8,1, hodnoty nad 7 však nejsou časté (průměr je 6). Obecně platí: čím vyšší hodnoty pH, tím je rozklad intenzivnější. Vliv má také přínos minerálů, který podporuje růst rostlin a zvyšuje jejich druhovou diverzitu. Zároveň dochází k neutralizaci kyselého prostředí, lepšímu uplatnění aerobních bakterií a většímu rozkladu nekromasy. Při nižším pH totiž hynou aerobní bakterie, které nejlépe prospívají při pH 7,0-7,5 a jež zpracovávají hlavně celulózu. Při nízkých hodnotách pH, okolo 4 eventuelně i méně, zůstávají aktivní pouze houby. Ty žijí v přípovrchové vrstvě do hloubky asi 40 cm a rozloží pomocí enzymů i lignin (Stach et al., 1975). Z těchto důvodů je v povrchových vrstvách rašeliněště větší množství celulózy než ve spodních partiích, zatímco úbytek ligninu do hloubky není tak výrazný. Proteiny se také rozkládají, avšak zcela odolné jsou pryskyřice, kutikuly, spory, pyly, vosky a barviva (Dopita et al., 1985).

#### **4.3.2. Rašelina**

Produktem popsaných procesů je rašelina, směs do různé míry humifikovaných částí rostlin, minerální příměsi a více než 75 % vody. Obsah uhlíku v hořlavině se pohybuje mezi 50-60 % (Torf, 1980). Na jejím složení se až ze 40 % podílejí huminové látky, z 20 % bitumen a až ze 40 % látky kerogenní povahy.

#### **4.3.3. Rašeliněště**

Rašeliněště se nacházejí v oblastech mírného a tropického podnebí, jejichž teplé klima přispívá k intenzitě rozkladných procesů (vyšší rychlost chemických reakcí), ke zvýšení aktivity bakterií (optimální je pro ně 35-40 °C) i ke zvýšení rostlinné produkce a rychlosti růstu vegetace. Okolní prostředí, typ vegetace, ale také míra subsidence podloží ovlivňují rychlost akrece rašeliny. Průměrně vznikne 1-2 mm vrstva ročně, avšak hodnoty mohou kolísat mezi 0,5-2,5 mm (Torf, 1980). Např. z vegetace s převahou stromů vznikne dřevitá

rašelina, ale její rozklad je méně intenzivní, než je tomu u bylin. Rašelina, v jejíž původní nekromase dominoval rákos, má hodně detritický charakter. Velký vliv na rychlost akumulace má podnebí: přírůstek rašeliny v mírném klimatickém pásmu se pohybuje mezi 0,5-1 mm za rok, zatímco v rašeliništích tropického pásma, např. na Borneu, ročně vzniknou až 3-4 mm rašeliny (Stach et al., 1975).

Sloje, vzniklé z nahromaděné nekromasy v místě růstu rostlin, se nazývají autochtonní a představují většinu z dobytelných slojí světa. Z rostlinných těl nebo z rašeliny, která byla přemístěna z původní oblasti růstu, vznikly sloje alochtonní, které mají obvykle příliš vysoké obsahy minerální příměsi pro ekonomické využití.

Podle geneze se rozlišují rašeliniště stagnační, při jejichž vzniku se uplatnil proces terestrializace, tedy postupné zarůstání vodní nádrže. Druhým typem jsou rašeliniště irigační, která se vyvinula naopak zamokřováním území (proces paludifikace) (Havlena, 1963).

Na základě paleogeografické pozice se rašeliniště dělí na limnická, jež se nacházela ve vnitrokontinentálních pánvích, a rašeliniště paralická. Ta byla v pánvích (často v předhlubňových) na pobřeží moře, jehož ingrese se dochovaly v podobě neuhlonosných mořských pater. Tento typ se obvykle vyznačuje větší rozlohou a stálostí a proto byl v rámci fosilních rašelinišť významnější (Dopita et al., 1985).

Dle vzhledu, mineralizace vod a hydrologického režimu se rozlišují rašeliniště reotrofická (planární, slatiniště), ombrotrofická (dómovitá, vrchoviště) a plovoucí.

#### **4.3.3.1. Rašeliniště reotrofická**

Zásobení vodou probíhá průsakem podzemních vod, srážkami i povrchovými toky. Ty přinášejí mnoho živin a anorganických sedimentů (jíl), které se v suspenzi šíří daleko po celé ploše a způsobují bohužel vysokou popelnatost budoucích slojí. Tyto látky však neutralizují kyselé prostředí, proto se hodnoty pH pohybují mezi 5,5-8 a chemismus vod je spíše neutrální až zásaditý. Takovéto podmínky podporují činnost bakterií, rozklad hmoty je intenzivnější a ve výsledném uhlí je méně strukturních a více detritických macerálů huminitu či vitrinitu. Rašeliniště mají v průřezu mísovitý tvar s plochým povrchem a akumulace rašeliny probíhá do úrovně vodní hladiny. Rostlinstvo bývá druhově značně diverzifikováno. Tento typ není tak náročný na klimatické podmínky a může se udržet i v relativně sušších oblastech, kde existují v průběhu roku krátká období bez srážek. Během těchto period může docházet k částečné oxidaci rašeliny (Diessel, 1992).

#### **4.3.3.2. Rašeliniště ombrotrofická**

Na zásobení se podílejí pouze srážkové vody a jejich pohyb je orientován z centra k okraji rašeliniště. Díky tomu má vzniklé uhlí velice nízké obsahy minerálních příměsí. V jádru rašeliniště se často ukládá velmi čistá rašelina a výsledné uhlí se pak vyznačuje obsahem popela okolo 1 % a nepotřebuje proto další úpravy. Chemismus vod je kyselého charakteru, pH nabývá hodnot 3-5. Nízké pH přispívá ke snížení bakteriální aktivity, proto rašelina obsahuje poměrně velké množství dobře zachovaných zbytků rostlin. Rašeliniště má vyklenutý povrch, který v tropických oblastech jihovýchodní Asie a Jižní Ameriky může dosahovat výšky i přes 10 m (např. na Borneu 4-15 m). V mírném pásmu, např. na Šumavě, bývá povrch nižší. Rašelina se akumuluje nad úroveň vodní hladiny a při dostatečné vlhkosti si vodní hladinu udržuje kapilárně (Diessel, 1992). Takováto rašeliniště však vyžadují velmi humidní podnebí s dostatkem pravidelných srážek především v tropech, kde jejich roční úhrn přesahuje evapotranspiraci (Stach et al., 1975). Např. v jihovýchodní Asii musí být roční úhrn srážek minimálně 2500 mm a za měsíc je nutných nejméně 100 mm srážek. Na území mírného pásma nejsou nároky tak vysoké vzhledem k tomu, že je zde díky nižším teplotám i pomalejší rozklad nekromasy. Vzhledem k nízkému obsahu živin (asi pětinová oproti reotrofickému typu) roste v mírném klimatu pouze mech, avšak v tropech může být často vegetace rašeliniště i stromového charakteru. Např. rašeliniště na Sumatře, kde je ročně 3000-4000 mm srážek, jsou pokryta hustými lesy, které jsou ale druhově chudé (Stach et al., 1975). Tato rašeliniště jsou naopak zcela nezávislá na morfologii terénu, mohou vzniknout i na vrcholcích hor, kde ovšem spadne dostatečné množství srážek. Na takovýchto stanovištích musí být minimální průměrná roční teplota mezi 8-9 °C a nejmenší možné množství srážek se pohybuje okolo 700 mm za rok. Oligotrofní a mesotrofní rašeliniště nemusí však být vždy ombrotrofického charakteru, ale mohou se vyvinout také nezávisle na vodním režimu na podkladu chudém na živiny (Stach et al., 1975).

#### **4.3.3.3. Charakteristika vývoje**

Rašeliniště vznikající v blízkosti mořského pobřeží mají obvykle ombrotrofický charakter. S přechodem do vnitrozemí, kde není tolik srážek, převládá v kontinentálních pánvích reotrofický typ.

V průběhu vývoje rašeliniště se jeho hydrologický režim může změnit. Ombrotrofická rašeliniště se často začnou vyvíjet jako rašeliniště reotrofická s vyšším pH vod a vyšší popelnatostí vznikajícího uhlí, a teprve později se začne akumulovat nad úroveň okolní hladiny podzemní vody. Vznikne tak ombrotrofický typ, v němž díky kyselému prostředí,

kteře nesvědčí baktériím, rozkládají nekromasu hlavně houby a vnikající uhlí má popelnatost obvykle méně než 1 %. Tuto posloupnost vývoje je pak možné vysledovat v průřezu rašeliništěm právě na základě existence jednotlivých vrstev rašeliny s rozdílným obsahem popela.

#### **4.3.3.4. Rašeliniště plovoucí**

Plovoucí rašeliniště se vyznačují otevřenou vodní hladinou s porosty řas nebo travin, jejichž spodní části odumírají a klesají ke dnu. Tam se hromadí organická hmota často v anoxických podmínkách. V celosvětovém měřítku nedosahují tato rašeliniště velkých objemů a akumulovaná hmota nemá takový ekonomický význam jako u předchozích typů rašeliništ, v jejichž prospěch svědčí nálezy kořenových půd v podloží slojí.

#### **4.3.4. Geochemická fáze - prouhelňování**

Prouhelňovací procesy navazují na činnost rozkladných organismů a probíhají v litosféře. Počínají při pohřbení rašeliny sedimenty, kdy mizí anaerobní bakterie, které jsou účinné asi do 10 m hloubky. K tomu přispívá i snížení obsahu vody následkem kompakce. Prouhelňování je ukončeno kontaktním nebo regionálním metamorfismem (Dopita et al., 1985).

##### **4.3.4.1. Geologické faktory**

Pro průběh prouhelňování jsou rozhodující geologické faktory, mezi něž se řadí teplota, tlak a čas.

Výšší teploty ovlivňuje endogenní teplo, teplo z radioaktivních reakcí a teplo uvolněné při exotermních reakcích během prouhelňování. Růst teploty do hloubky je na dané lokalitě určen geotermickým gradientem. Projevuje se hlavně na rychlosti chemických reakcí, strukturních poměrech a rozpustnosti látek. Maximální dosažená teplota v průběhu procesů se odrazí ve stupni prouhelnění, který je nevratný.

Tlak není pro průběh prouhelňování tak významný, ale určuje např. stupeň strukturního uspořádání, neboli anizotropii organické hmoty, a snižuje porozitu a obsah vody. Litostatický tlak spíše zpomaluje probíhající procesy, neboť brání pohybu vznikajících plynů (Stach et al., 1975).

Čas je velmi důležitým faktorem, neboť pro uskutečnění procesů je nutná dostatečná doba. Např. pouze uhlí většího geologického stáří (předkřídová uhlí) dosáhla většího stupně prouhelnění.

Mezi další faktory patří přirozená radioaktivita okolních hornin, jež zvyšuje teplotu prostředí, a dále porózita jaloviny, která umožňuje únik vznikajícího metanu a urychluje tak prouhelňování (Cecil et al., 1979). Naopak přítomnost jílových minerálů jeho stupeň snižuje (Dopita et al., 1985).

#### **4.3.4.2. Fyzikální a chemické změny**

Během prouhelňovacích procesů dochází ke zmenšení objemu a vnitřního povrchu uhlí a snižuje se také obsah pórové vody. Naproti tomu uhlí získává lesk, stává se tvrdším a narůstá i jeho hustota a index lomu. Tvoří se karboidy, zvyšuje se planární uspořádání a navzájem se přibližují makromolekuly s krystalitami grafitu.

K chemickým změnám patří zvýšení planárního uspořádání atomů uhlíku a vodíku (nárůst aromaticity), kondenzace a polymerace vazeb. Mění se také obsahy látek, kdy přibývá uhlíku a ubývá vody, prchavé hořlaviny a ztrácí se i funkční skupiny (Dopita et al., 1985).

#### **4.3.4.3. Průběh prouhelňovacích procesů**

##### *Porašelinné stádium*

Z původní rašeliny vznikne obvykle v hloubce okolo 200-400 m slehnutím a zpevněním subhumit, který obsahuje méně než 75 % vody a více než 60 % uhlíku. Více slehlá rašelina vzniklá z rákosu než ta, jejíž části jsou stromového původu (Stach et al., 1975). Hlavním procesem je gelifikace, tedy ztráta vody a následná tvorba gelů z huminových kyselin (Dopita et al., 1985).

##### *Hnědouhelné stádium*

Toto stádium se dělí na hemi-, orto- a metafázi a jejich jednotlivými produkty jsou postupně lignit, matné hnědé a lesklé hnědé uhlí. Spodní hranice je definována odrazností vitrinitu 0,3 % a obsahem uhlíku asi 68%, hranice s černouhelným stádiem hodnotou odraznosti okolo 0,5 % a obsahem uhlíku 74 %. Dle Schürmannova pravidla se u klidně uložených hnědouhelných slojí obsah vody s rostoucí hloubkou snižuje. Od ortofáze vzniká z původních čoček uhelné hmoty vlivem kompakce páskování. V průběhu metafáze se stává makroskopicky nezřetelné následkem intenzivní geochemické gelifikace, která vede ke zvýšení lesku detritické složky a zmenšení rozdílu v lesku mezi pásy. Tento jev je také označován jako vitrinitizace a je součástí prvního prouhelňovacího skoku (Dopita et al., 1985).

### *Černouhelné stádium*

Také průběh tohoto stádia se dělí na hemi-, orto- a metafázi a jeho hranice s antracitovým stádiem se pohybuje v úrovni 2,4 % odraznosti vitrinitu a 91 % obsahu uhlíku. Zároveň je již v mikroskopu na řezech kolmých k rovině páskování patrná narůstající anizotropie a s tím se zvětšuje i rozdíl mezi minimální a maximální odrazností. Hiltovo pravidlo říká, že v černouhelných slojích klesá obsah prchavé hořlaviny s narůstající hloubkou. Páskování je nejvýraznější u hemitypů, u ortotypů se lesk matných pásků postupně zvyšuje, až rozdíly mezi pásky zcela vymizí. Hranice mezi orto- a metafází, kdy odraznost vitrinitu nabývá hodnot 1,3 %, je považována za tzv. druhý prouhelňovací skok. Liptinit již není mikroskopicky idenifikovatelný, rozkládá se a dochází tak k uvolnění velkého množství metanu. To představuje velké nebezpečí při těžbě uhlí v této fázi prouhelnění (Dopita et al., 1985).

### *Antracitové stádium*

Toto stádium se dělí na antracitovou a metaantracitovou fázi. Uhlí má makroskopicky vzhled jednolitě silně lesklé černé hmoty bez pásků. V mikroskopu ještě lze rozlišit některé macerály skupiny inertinitu. Horní hranicí této fáze je počátek grafitizace (Dopita et al., 1985).

## 4.4. Uhelná petrologie

### **4.4.1. Makropetrografie uhlí**

V profilu většiny uhelných slojí pozorujeme střídání poloh (= vrstev) různých typů uhlí, které se liší převážně intenzitou lesku a barvou. V uhelné sloji se makroskopicky rozlišuje petrografická složka, tedy vizuálně odlišitelná čoučka nebo pásek hmoty. Střídáním složek je tvořeno páskování uhlí. Z jedné, střídáním dvou, nebo tří složek vzniká petrografický typ uhlí, který vytváří polohu ve sloji (Dopita et al., 1985).

#### **4.4.1.1. Hnědé uhlí**

V hnědém uhlí rozlišujeme tři petrografické složky: vláknitou, xylitickou a detritickou. Vlákňitá složka, označovaná někdy jako fusit, představuje fosilní dřevěné uhlí, které vzniklo při požárech nedokonalým spálením dřeva. Je velice křehká. Xylitická složka je tvořena z bývalých kmenů a kusů dřeva a vyznačuje se vysokým leskem. Detritická složka se skládá z malých úlomků xylitické složky a měkkých částí rostlin (organický detrit) a



anorganické příměsi. Tvoří matnou základní hmotu. Dle podílu xylitické složky se rozlišuje hnědé uhlí xylitické (více než 90%), detroxylitické (60-90 %), semidetritické (40-60 %), xylo-detritické (10-40 %) a detritické (méně než 10 %). Samostatnými petrografickými typy jsou liptobiolit a sapropelit (Dopita et al., 1985).

#### **4.4.1.2. Černé uhlí a antracit**

Černouhelný hemityp a ortotyp je složen ze čtyř petrografických složek: vláknité, lesklé, pololesklé a matné, avšak černouhelný metatyp a antracit jsou tvořeny již jen jednou složkou petrograficky označovanou jako metauhlí. Kromě vláknité tvoří zbývající tři složky pásy. Lesklá složka vznikla ze zgelovatělých kusů dřev nebo poloh gelové základní hmoty s malými úlomky rostlin (např. spor). Pololesklá a matná složka jsou budovány také gelovou základní hmotou, v níž se však s narůstajícím podílem drobných částí rostlin ztrácí lesk. Pololesklá složka vzniká střídáním jemných matných a lesklých pásků a při petrografické klasifikaci se započítává do matné složky. Podle množství lesklé složky se rozlišují tyto petrografické typy černého uhlí: lesklé (více než 90 %), lesklé páskované (60-90 %), páskované (40-60 %), matné páskované (10-40 %) a matné (méně než 10 %). V metatypech a antracitech lze rozeznat již pouze lesklou složku. Samostatnými petrografickými typy jsou i zde liptobiolit a sapropelit, u něhož se odděluje kenel (převaha spor) a boghed (obsahuje spory i řasy) (Dopita et al., 1985).

#### **4.4.2. Mikropetrografie uhlí**

Uhlí se z mikropetrografického hlediska skládá z částic botanického původu rozlišitelných v mikroskopu a z minerální příměsi. Tyto částice se označují jako macerály a rozdělují se do tří skupin: macerály huminitu (vitritinu u černého uhlí), liptinitu a inertinitu.

Macerály huminitu/vitritinu vznikly z lignocelulózových pletiv a jejich zgelovatělých částí. Velmi dobře se na jejich odraznosti projevují postupné účinky prouhelňování, proto jsou využívány k měření této veličiny a stanovení stupně prouhelnění. Vzácné projevy luminiscence je možné vidět jen u hnědých uhlí. Obsahy těchto macerálů jsou zásadní pro technologické vlastnosti, jako jsou melitelnost, briketovatelnost hnědých a koksovateľnost černých uhlí. Ovlivňují také prašnost a míru samovzněcování.

Liptinity jsou macerály voskopryskyřičného charakteru, jejichž optické vlastnosti se během prouhelňování nemění, avšak ve druhém prouhelňovacím skoku získávají optické vlastnosti vitritinu. Velmi nápadná je jejich luminiscence. Větší podíl liptinitu bývá pouze v liptobiolitech a sapropelitech, kde zlepšuje jejich briketovatelnost a zvyšuje výnosy

extrakce.

Skupina inertinitu reprezentuje macerály odolné vůči prouhelňovacím procesům, které se chovají inertně i během koksování a zhoršují tak technologické vlastnosti uhlí. Vznikly ještě v biochemické fázi rychlou oxidací (tzv. fuzitizace), např. během lesního požáru rašeliniště (Dopita et al., 1985).

#### **4.4.3. Význam uhelné petrologie**

Pomocí petrologie je možné určit technologické vlastnosti těženého uhlí a následně vyčíslit náklady potřebné k jeho dalším úpravám pro průmyslové využití. Zároveň lze vybrat vhodné dobývací metody. Petrologie je důležitá také pro korelaci jednotlivých slojí. Je možné ji využít i při řešení tektonické stavby daného území (Dopita et al., 1985). Především mikropetrografie je nezastupitelná při rekonstrukci paleoprostředí, identifikaci typu bývalého rašeliniště a jeho vodního režimu a interpretaci prodělaných procesů (Diessel, 1992).

##### **4.4.3.1. Význam mikropetrografie při interpretaci paleoprostředí**

###### *Macerály skupiny vitrinitu*

Do podskupiny telovitrinitu se zahrnují macerály telinit s ještě patrnými buněčnými stěnami zachovalých pletiv, a kolotelinit, který je již homogenního vzhledu víceméně bez struktury. Jejich přítomnost ukazuje na vlhké podmínky a pravděpodobně nižší hodnoty pH v rašeliništi (Diessel, 1992). Rozkladné procesy zde nebyly tak intenzivní a ve flóře dominoval spíše dřevitý typ rostlin. Telinit je hojnější v uhlí z limnických oblastí než z paralických (Varma, 1996).

Do podskupiny detrovitrinitu se řadí vitrodetrinit, charakteristický izolovanými úlomky rostlinných zbytků, které mohou být také cementované amorfni vitrinitovou hmotou. Druhým macerálem této podskupiny je kolodetrinit, vyskytující se jako skvrnitá základní hmota spojující další uhelné komponenty. Tyto macerály vznikaly silným rozkladem pletiv v oxidačních podmínkách a neutrálním nebo slabě alkalickém prostředí (Benner et al., 1985; Pickel & Wolf, 1989), kde byla vysoká bakteriální aktivita. Kolodetrinit pochází ze silně rozložených tkání na počátku rašelinění, jejichž části byly následně cementovány huminovými koloidy a homogenizovány při geochemické gelifikaci (vitrinitizaci). Jejich zdrojem byla spíše celulóza než lignin (Stach et al., 1982), ve složení tehdejší vegetace tedy spíše převládaly byliny.

Do podskupiny gelovitrinitu patří korpogelinit, tvořící koloidní primární výplně buněk, a gelinit, představující sekundární výplně puklin. Macerál gelinit se často vyskytuje v puklinách v uhlí, které bylo tektonicky porušeno během raného uhelnatění nebo které vznikly vysycháním (ICCP System 1994). Gelifikovaný vitrinit je také charakteristický pro paralické prostředí, kde chemismus vody (zvýšené obsahy vápníku a sodíku) urychlují proces gelifikace (Varma, 1996).

Vitrinit bohatý vodíkem (perhydrous) má nižší světelnou odraznost a vykazuje známky fluorescence. Tyto vlastnosti jsou asi důsledkem impregnace bituminózními látkami (ICCP System 1994) ve vlhkém prostředí v rašeliništi s redukčními podmínkami a neutrálním pH (charakteristický je vyšší obsah síry ve formě sulfidů). Je dominantním macerálem vitrinitu v sapropelovém a vodíkem bohatém humitovém uhlí (Newman & Newman, 1982; Wolf & Wolf-Fischer, 1984). Naopak vitrinit chudý na vodík vznikal v rašeliništi, kde byly časté poklesy vodní hladiny a spíše oxidační podmínky. Uhlí pak obsahuje větší množství inertinitu a méně sulfidů. Vliv na hodnoty odraznosti mají však také klastické sedimenty v nadloží sloje a druhové složení vegetace (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Macerál pseudovitrinit je charakteristický přítomností drobných puklin a pilovitým okrajem fragmentů. Typická je hlavně jeho vyšší světelná odraznost, která patrně značí prodělané zvětrávání nebo dočasný pokles hladiny v rašeliništi (ICCP System 1994).

### *Macerály skupiny liptinitu*

Sporinit je macerál vzniklý z vnějších buněčných stěn spor a pylových zrn rostlin a je hojnější ve sladkovodních než v mořských a brakických rašelinách. Riegel (1965) našel v jz. Floridě více pylů v subakvatických sladkovodních a v otevřených typech (open-marsh) rašelinišť, než v mořských a lesních typech. Příčinou je velké množství pylových zrn a spor navátých větrem z oblasti lesního rašeliniště do rašeliniště s otevřenou vodní hladinou, kde byly v subakvatických podmínkách chráněny před oxidačními účinky atmosféry. Silný rozklad sporinitu, který bývá v malém množství obsažen v duritech, je důsledek jeho oxidace na povrchu rašeliny. Zejména v suchých podmínkách, hlavně ve vápnicích prostředích, je častá oxidace sporinitu, což vede ke snížení jeho procentuálního zastoupení (např. v lesním rašeliništi Everglades). Naopak ve vápníkem bohatých vodách s nízkým obsahem kyslíku nejsou projevy oxidace tak silné, jak se ukázalo ve velkém zastoupení pylových zrn ve vápnicích bahnech. Větší množství pylů, než v tropech a subtropích, se nachází v rašelině vzniklé v oblastech mírného klimatu vzhledem ke zdejší hojnosti stromů oplodňovaných větrem (Riegel, 1965). Smith (1962) připisuje vysoké obsahy sporinitu v crassiduritech

karbonského uhlí jejich vzniku v ombrotrofickém rašeliništi ve vlhkém klimatu. Obecně platí, že tlusté crassispory značí sušší podmínky a naopak tenčí tenuispory pocházejí z vlhčích prostředí, kde se hladina vody udržovala nad povrchem rašeliniště. Nutné je ovšem znát korelace s mateřskou rostlinou.

Kutinit je macerál vzniklý z kutikul listů a kmenů rostlin a je hojný v různých typech subakvatického uhlí, např. v lupenitém a v hnědém uhlí z listových pletiv, naopak není příliš častý v autochtonních slojích. Stejně jako u sporinitu, také kutinit se dělí na tlustší crassikutikuly, které pomáhaly rostlině v sušších oblastech lépe regulovat odpar, a tenčí tenuikutikuly z vlhčích území.

Macerál resinit vznikl z různých pryskyřic, vosků, balzámů a latexů rostlin a podle toho se dělí na terpenový a tukový resinit. Terpenový resinit nemá takové zastoupení a nevykazuje tak velkou variabilitu optických vlastností v karbonském černém uhlí, jako je tomu v uhlí terciérního a křídového stáří, kdy rostlo velké množství jehličnanů. Oxyresinity se často vyskytují v asociaci s inertinitem a jejich vysoká světelná odraznost je důsledkem oxidace (Stach, 1966) nebo termálních procesů (Koch, 1970b). Tukový (voskový) resinit, nalezený v eocénním uhlí v Německu, svědčí o tropickém klimatu v této oblasti, kde zabraňoval vysychání buněk. Rostliny, rostoucí na břehu, také mají ve svých tkáních mnoho vosků, proto je resinit hojný v subakvatickém terciérním uhlí.

Alginit se vytvořil z řas, které byly částečně odolné. Alginit v karbonských sapropelitech (boghead) vznikl na povrchu bažinatého jezera dále od jeho břehu, kde byla voda bohatá kyslíkem a chudá na huminové kyseliny (Moore, 1968a). Po odumření se řasy ukládaly na dně jezera v redukčních podmínkách. Výskyt alginitu v humitech značí vlhké podmínky v rašeliništi, které muselo být pravidelně zaplavováno.

Suberinit, macerál ze z korkovatělých pletiv rostlin, je známý pouze z uhlí mezozoického a terciérního stáří, neboť ve starších geologických útvech primitivní rostliny netvořily z korkovatělé buněčné stěny jako ochranu před vysycháním.

Liptodetrinit, definovaný jako úlomky jiných liptinitových macerálů menší než 10 mikrometrů, bývá koncentrován hlavně v subakvatickém uhlí.

Chlorofyllinit je macerál vytvořený z chlorofylu zelených řas a rostlin a vyskytuje se jako malé kulaté částice. Zachoval pouze v rašelině a hnědém uhlí ve zcela anaerobních podmínkách, hlavně v mírném až chladném klimatu.

### *Macerály skupiny inertinitu*

Fusinit je macerál s dobře zachovanými buněčnými stěnami původních rostlin. Hlavní příčinou vzniku fusinitu byly lesní požáry, při nichž se tvořilo fosilní dřevěné uhlí, dnešní pyrofusinit (Goodarzi, 1985; Scott, 1989; Jones et al., 1991; Varma, 1996). Jednalo se o redukční proces, neboť při běžném oxidačním hoření vzniká oxid uhličitý a popel (Strehlau 1990). Fusinit má jemnou buněčnou stavbu, je velmi křehký a snadno se láme na menší lehké úlomky, které byly poté transportovány větrem nebo vodou i na velké vzdálenosti. To působí problémy při interpretaci paleoprostředí. Fusinit ale také mohl vznikat činností bakterií a hub dekarboxylací rostlinných pletiv, nebo procesy dehydrace a zvětrávání (tzv. degradofusinit či oxyfusinit) (Varma, 1996; Taylor et al., 1998). V paralických pánvích, kde byly častější požáry než v limnických oblastech, je méně hojný než pyrofusinit (Varma, 1996). Oxidace může být umožněna i přítomností vody bohaté kyslíkem v krasových oblastech (Stach et al., 1975). Někdy se ovšem veškerý fusinit považuje za důsledek neúplného spalování (Guo & Bustin, 1998; Bustin & Guo, 1999). Tento macerál se velmi snadno transportoval vodou nebo větrem do rašeliniště (Stach et al., 1982), proto se často nachází v subakvatickém uhlí (sapropelity), ale mohl vzniknout také hořením *in situ* (Goodarzi, 1985). Zároveň i tektonická aktivita způsobovala navýšení obsahů fusinitu v uhlí (Goodarzi, 1986). Stach et al. (1975) ještě vymezil tzv. primární fusinit, který se formoval z buněk rostlin, v jejichž membránách bylo obsaženo mnoho vysoce resistantního černého pigmentu (např. melaninu). Byl nalezen v subakvatickém terciárním hnědém uhlí a často také v karbonském sapropelitovém uhlí.

Semifusinit je macerál s menší mírou zachování buněčných pletiv než fusinit. Pokud vznikl ze dřeva, má lépe zachované buněčné stěny než semifusinit z listů (Diessel, 1992). Mezi příčiny vzniku tohoto macerálu patřily mimo jiné také požáry (Scott, 1989; Guo & Bustin, 1998; Bustin & Guo, 1999). Taylor et al. (1989) v australském uhlí permského stáří našel semifuzinit, který se nevytvořil běžnou oxidací, ale ztrátou vody v důsledku velkého mrazu. To způsobilo také jeho smrštění a fragmentaci na inertodetrinit. Někdy jsou v uhlí pozorovatelné pozvolné přechody semifuzinitu do fuzinitu a nebo naopak až do telinitu, které dokumentují postupný pokles intenzity oxidace např. do středu většího úlomku dřeva - počáteční vývoj humitovým směrem, kdy došlo k částečné humifikaci a teprve pak nastala oxidace, značí kolísání vodní hladiny v rašeliništi. Výsledný semifuzinit má silnější buněčné stěny.

Na fosilní nebo recentní zvětrávání rašeliny, tedy pokles vodní hladiny, ukazuje přítomnost funginitu, macerálu vytvořeného z jedno- i vícebuněčných spor a vláken hub

(ICCP System 1994). Houby totiž byly schopny žít i v náročných podmínkách, kde byla častá sucha a zvýšená toxicita prostředí. Stejně jako v případě primárního fusinitu, příčinou optických vlastností funginitu jsou také pigmenty původních rostlin (Stach et al., 1975). Nabohacení funginitem mohlo být tedy způsobeno obdobím sucha, např. v rákosové rašelině z Floridy (Cohen, 1968). Houby totiž přednostně napadaly porosty rákosu, proto je dnes tento macerál hojný především v hnědém uhlí a v rašelinách vzniklých z této rostliny (Teichmüller, 1950; Cohen, 1968; Koch, 1970a). Díky vysoké odolnosti mohla být příčinou jeho zvýšené koncentrace také selektivní dekompozice (Stach et al., 1975). Velké množství funginitu je nelézáno také v uloženinách delt, kam byl zanesen během intenzivních srážek nebo díky erozi břehů řeky (Smith, 1962; Grady & Eble, 1990).

Vysoké obsahy sekretinitu, tvořícího útvary rozmanitého tvaru původně ze sekretů rostlin, jsou způsobeny selektivním nabohacením během požárů (Koch, 1970b) nebo silným rozkladem pletiv semenných kapradin, z kterých vznikly huminové gely či vysoce oxidované (zvětralé) resiny (Hacquebard, 1951; Pareek, 1964; Stach, 1964). V gondwanském uhlí se tento macerál často vyskytuje společně s inertodetrinitem a degradofusinitem v důsledku selektivní dekompozice (Cook & Taylor, 1962) nebo transportu (Stach et al., 1975).

Macerál makrinit se vyskytující jako amorfní základní hmota spojující jiné macerály nebo jako bezstrukturní útvary různého tvaru (ICCP System 1994). Vznikal při přechodném snížení vodní hladiny (Stach et al., 1966; Goodarzi, 1985; Diessel, 1992), oxidací silně gelifikovaného materiálu (Timofeev & Bogoliubova, 1964), ale mohl by být také produkt metabolismu bakterií a hub (Stach et al., 1975). Naopak van Krevelen (1961) přisuzuje vznik makrinitu z bezstrukturní hmoty ligninu rozkladu rostlin ve vodě bohaté kyslíkem. Jeho samostatné agregáty byly patrně původně koprolity hmyzu a červů (Stach et al., 1982) a v hnědém uhlí se mohl tvořit během pomalých požárů rašeliny (ICCP System 1994).

Mikrinit, tvořící velmi malá kulatá zrnka, je považován za sekundární macerál vzniklý během rašelinění (Shibaoka, 1978; Shibaoka, 1983; Taylor et al., 1989) či uhelnění z bituminitu či resinitu, nebo se vytvořil intenzivní fragmentací ostatních macerálů inertinitu (ICCP System 1994). Často se vyskytuje také v asociaci se sporinitem a typický je pro sapropelová uhlí (Stach et al., 1975).

Inertodetrinit je macerál z úlomků jiných macerálů menších než 10 mikrometrů (ICCP System 1994). Častou příčinou jeho hojnosti v uhlí byl požár přímo v rašelině nebo v jeho bezprostředním okolí (Goodarzi, 1985). Čím vyšší teploty oheň dosáhl, tím byla fragmentace na jednotlivé úlomky snazší (Scott, 2002). Díky velké chemické odolnosti snese i velmi

dlouhý transport vodou a běžný je i přenos větrem a následná sedimentace ve vodním prostředí (Stach et al., 1975). Běžně se proto vyskytuje v uhlí vzniklém v subakvatických podmínkách (sapropelitech) a v klaroduritech a duritech, které mají původ v jezerním a mělkovodním prostředí nebo v prostředí s kolísající vodní hladinou (ICCP System 1994). Nabohacení tímto macerálem může být také důsledek aerobního rozpadu na vrcholu rašeliniště (Moore et al., 1996) nebo rozlámáním díky tlaku nadloží (Stach et al., 1975).

### *Využití poznatků při rekonstrukci paleoprostředí*

#### *Obsahy macerálů*

##### *Kombinace vitrinit-inertinit*

Převaha detritických macerálů (kolodetrinit, vitrodetrinit, inertodetrinit) a přítomnost sporinitu ukazuje na dominanci bylin ve vegetaci rašeliniště. Ty se ukládaly hlavně ve vodním prostředí (jezera, rákosové močály) (Diessel, 1982), ale některé mohou být rezidua po aerobním rozkladu pletiv, o čemž svědčí přítomnost alginitu a jiné indikátory (Von der Brellie & Wolf, 1981). Naopak ze stromové vegetace, která měla dostatek živin, vznikaly hlavně macerály vitrinitu (telinit a kolotelinit) a výsledné uhlí má vysoký lesk (Gmur & Kwiecinska, 2002). Zvláště v mělkovodním prostředí, kde byly variace v biodegradaci mizivé, se ukládala autochtonní rašelina s převahou vitrinitu a malým množstvím minerálů (Diessel & Gammidge, 1998). Dominance inertinitu a méně vitrinitu je typická spíše pro matné uhlí a jeho tvorba je kladena buď do sušších prostředí, ale i do vlhčích podmínek s velkou dotací minerálů (Crosdale et al., 2002). Mnoho inertinitu bylo totiž nalezeno v moderních lesních rašeliništích, která byla častými záplavami změněna na rákosová. Jeho vznik je pak vysvětlován oxidací mimorašelinnými vodami bohatými kyslíkem (Greb et al., 2002). Současný výskyt macerálů typických pro stromy i byliny značí rovnováhu mezi oběma typy rostlin pravděpodobně v rašeliništi reotrofického typu s vodní hladinou trvale pod povrchem (Gmur & Kwiecinska, 2002).

##### *Kombinace vitrinit-liptinit*

Velká koncentrace vitrinitu a liptinitu ukazuje na anaerobní podmínky bez trvale zvýšené vodní hladiny. Jestliže se však objevilo hodně spor, vznikalo uhlí v subakvatickém prostředí. Pro redukční podmínky je charakteristická převaha mikrinitu a hojný syngenetický pyrit (Smith, 1962; Grady & Eble, 1990). Bituminit a velké množství klastického materiálu

jsou důsledkem anaerobního prostředí v močále s otevřenou vodní hladinou, kde u dna panovaly anoxické podmínky (Crosdale et al., 2002).

### *Kombinace inertinit-liptinit*

Velké množství inertodetrinitu, sporinitu a zvýšená popelnatost uhlí značí vznik rašeliniště na piedmontní planině (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Pro paralické pánve je charakteristická větší různorodost macerálů inertinitu než v limnických rašelinách (Varma, 1996).

### *Reotrofická a ombrotrofická rašeliniště*

Zvýšená koncentrace densospor, jejichž nabohacení může být výsledkem selektivní degradace díky vysoké odolnosti spor, a inertinitu (hlavně makrinit) ve svrchních partiích sloje, malé množství minerálů, jílu a síry v uhlí ukazuje na ombrotrofický typ rašeliniště (Gmur & Kwiecinska, 2002). Také Strehlau (1990) považuje densosporinitovou facii s hojným liptinitem a inerinitem a malým obsahem vitrinitu za produkt akumulace v rašeliništi s nízkou hladinou vody a převahou bylinné vegetace. Smith (1962) však naopak v uhlí spodnowestphalského stáří z Yorkshiru vymezil densosporovou fázi jako suché období, kdy se rašelina akumulovala nad vodní hladinu (tedy spíše ombrotrofický typ), a velmi vlhkou lycosporovou fázi.

V ombrotrofickém rašeliništi se tvořilo uhlí s hojnými strukturními macerály vitrinitu (Calder et al., 1991; Calder, 1993) a s nízkou popelnatostí, avšak možné by bylo také sekundární vyloužení minerálů během diagenese (Gmur & Kwiecinska, 2002).

V tropických oblastech je intenzivnější zvětrávání i výraznější loužení minerálů, proto jsou obsahy živin nižší. Omezenější je zde mikrobiální aktivita a nutriční látky se spíše recyklují v rostlinách (Wüst & Bustin, 2001).

Také není pravda, že všechna reotrofická rašeliniště mají zvýšený obsah popela. Nízká popelnatost je možná u uhlí z reotrofického rašeliniště, dokonce i v blízkosti aktivního klatického sedimentárního systému (Wüst & Bustin, 2001). Kromě toho jílové minerály se mohly vyvločkovat např. na okraji říčního kanálu díky velkému rozdílu v pH mezi vodou řeky a rašeliniště. Místní nárůst popelnatosti tak indikuje blížící se paleokanál nebo vertikálně proplástek. V úvahu také připadá možnost příliš velkých rozměrů rašeliniště, jehož střed byl příliš daleko od zdroje klastického materiálu. V rámci jedné sloje byly možné i přechody mezi oběma typy rašeliniště jak laterálně, tak vertikálně během vývoje v čase (Greb et al., 2002).



Zároveň ne všechna rašeliniště s nízkými hodnotami pH, malým obsahem živin a minimálním klastickým přínosem jsou ombrotrofická. Dokladem je např. oblast Okefenokees, kde je velmi kyselé prostředí, přestože se nejedná o ombrotrofický typ rašeliniště (Teichmüller & Teichmüller, 1982; Cohen, 1984).

### *Využití hodnot indexů*

Při rekonstrukci paleoprostředí se používají také hodnoty indexů, vypočtené podle vzorců z procentuálního zastoupení jednotlivých macerálů a minerální hmoty.

Diessel zavedl index tissue preservation index, tzv. TPI, který ukazuje míru zachování pletiv. Ovlivněn je intenzitou humifikace (tedy výškou pH, aktivitou bakterií atd.) a také složením tehdejší vegetace, neboť celulóza bylin se rozkládá rychleji než lignin stromů (Diessel & Gammidge, 1998). Dalším Diesselovým indexem je GI (gelification index), tedy míra gelifikace buněčných pletiv. Rozhodující je zde hlavně dostupnost vody v rašeliništi.

Calder je autorem indexu GWI (groundwater influence index), který je obdobou Diesselova GI. Pro ombrotrofická rašeliniště jsou hodnoty GWI větší než 1, mezotrofickému odpovídají GWI 1 až 5 a pro reotrofické jsou typické hodnoty GWI vyšší než 5 (Diessel & Gammidge, 1998). Druhým Calderovým indexem je VI (vegetation index), jež také značí podíl stromů a bylin ve vegetaci a odpovídá tedy Diesselovu TPI (Calder et al., 1991; Calder, 1993).

Uhlí s vysokými hodnotami TPI vznikalo ve vlhkém rašeliništi s převahou stromové vegetace. Podle Scotta (2002) se však index TPI nedá použít na odhad podílu stromů ve vegetaci, neboť existovaly stromy bez dřeva a dřevnaté byliny. Diessel rovněž tvrdí, že zvýšený index TPI neznamena pouze původ uhlí v lesním rašeliništi, ale také příznivé podmínky k zachování pletiv. A naopak jeho nízké hodnoty mohly být způsobeny absencí stromů, jejímž důsledkem bývá v uhlí hojný inertodetrinit a liptinit bylin, nebo výrazným suchem. Zvýšený gelifikační index (GI) ukazuje na velmi vlhké rašeliniště (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Uhlí se zvýšeným obsahem popelovin, síry a macerálů vitrinitu a následně i zvýšeným GI, vznikalo patrně spíše v reotrofickém rašeliništi (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Zvýšený obsah síry, která se díky bakteriální redukci sulfátů objevuje jako organická síra a díky reakci s dvojmocným železem jako součást pyritu (Mraw et al., 1983; Casagrande, 1987), souvisí s dostupností tohoto prvku ve vodě, tedy s blízkostí moře. Minerály bohatá mořská voda zvyšuje hodnoty pH a tím podporuje aktivitu bakterií. Výsledkem jsou pak nižší

hodnoty TPI (Diessel & Gammidge, 1998) a VI a naopak nárůst indexů GWI a GI (Sachsenhofer et al., 2003). Kromě mořských záplav je druhou možností vysvětlení výskytu síry (a stopových prvků) difúze nebo vliv bioturbace kořeny rostlin (Sachsenhofer et al., 2003).

Uhlí z lagunárního prostředí má, kromě většího množství inertinitu (20-30 %) a liptinitu (15-25 %) a nízké popelnatosti, také snížené hodnoty indexů GWI, VI a GI. Nízký index GI a hojný inertinit značí spíše sušší podmínky, je-li však vyšší obsah popela, byly záplavy rašeliniště časté (Sachsenhofer et al., 2003).

### *Mikrolitotypy*

Při interpretaci paleoprostředí se používají také mikrolitotypy, tedy asociace jedné, dvou nebo tří skupin macerálů. Ze zjištěného složení je pak odvozen název mikrolitotypu.

### *Vitrit a klarit*

Vitrity a klarity (ale s nižším zastoupením liptinitu) s vyšším obsahem jílových minerálů mají původ ve vlhkém lesním močálu svrchní deltové plošiny, ve fluvialním či lagunárním prostředí. Uhlí podobného složení je typické i pro předpolní pánve s intenzivní subsidencí, kde vznikají obvykle vlhká rašeliniště s výrazně redukčními podmínkami (Gmur & Kwiecinska, 2002). Nárůst obsahu liptinitu a inertinitu (hlavně inertodetrinitu) a větší výskyt minerálního materiálu indikuje přechod k okrajovým partiím vodní nádrže. Kombinace karbomineritu, vitritu a klaritu s mnoha megasporami se vytvořila v subakvatických podmínkách s hojností nutričních látek. Vitrit a klarit s kutinitem a megasporami vznikaly v nutričně chudých podmínkách, kde převládala bylinná vegetace (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Přechod ze suššího rašeliniště s lesní vegetací do vlhkých podmínek, eventuelně do močálu (marsh) s otevřenou vodní hladinou se projevuje ve vývoji sloje přechodem z vitrit – klaritového složení s nízkým podílem liptinitu do duritu, který ve svrchních partiích obsahuje zvýšený podíl jílových minerálů. Přechody vitritu a klaritu do trimaceritu a výše do duritu s převahou makrinitu (či masivního mikrinitu) s mnoha sporami (densospory) značí vývoj z vlhkého eutrofního lesního rašeliniště do suššího typu rašeliniště s velmi pestrá vegetací a v konečné fázi vývoje nastolení relativně suchých oligotrofních podmínek ombrotrofického rašeliniště. Vitrit spolu s trimaceritem vznikaly ve vlhkém lesním rašeliništi (Diessel, 1980). Požár se mohl projevit náhlou změnou ve vývoji sloje, např. přechodem z lesního

společenstva (vitrit, klarit) na rákosový močál s otevřenou vodní hladinou (klarit s hojným liptinitem, durit nebo až fusit) (Gmur & Kwiecinska, 2002).

#### *Durit a inertit*

Pro pánve na stabilním kratonu či v piedmontní planině je typický vysoký obsah inertitu. Inertity a durity vznikaly v jezerech nebo na spodní deltové plošině (Gmur & Kwiecinska, 2002). Durity obecně vznikají v prostředí, kde přírůstek rašeliny převyšuje intenzitu subsidence (Stach et al., 1975). Nižší podíl spor v liptinitu duritů, které jsou patrně autochtonní, a přítomnost syngenetického pyritu (Stach et al., 1975) značí iniciálně aerobní prostředí a oxidaci povrchu rašeliny (Smith, 1962; Grady & Eble, 1990). Smith (1964) umístil vznik duritu s tenuisporami a relativně velkým množstvím minerálů do subakvatického prostředí ve vodě bohaté kyslíkem. Trimacerit s hojným inertinitem značí nízkou hladinu vody a kombinace trimaceritu s duritem ukazuje na ombrotrofické rašeliniště (Gmur & Kwiecinska, 2002). Fusit se často akumuluje v sedimentech uložených v blízkosti mořského břehu (Scott & Jones, 1994), durity mohou být hojné v uhlí na okrajích pánví (Stach et al., 1975). Ammosov (1964) vysvětlil tvorbu uhlí s hojným fusitem a minerály oxidací v tekoucí vodě. Diessel (1980) umístil vznik duritu až fusitu do suchého lesního rašeliniště a směsi duritu s inertodetritem do rašeliniště s rákosovým porostem.

#### *Durit a klarit*

Střídání lamin duritu a klaritu s vysokým podílem kutinitu indikuje podle Gmura & Kwiecinské (2002) jezerní podmínky. Klarity a durity s velkým množstvím liptinitu, jiného druhu než kutinit, jsou produkty oxidace v relativně suchých podmínkách a jejich vysoké obsahy spor jsou vysvětlovány výbornou chemickou odolností těchto částí rostlin. Druhou možností interpretace je naopak sedimentace organického bahna v subakvatických podmínkách v rákosových močálech, jezerech a rybnících s otevřenou vodní hladinou, kde byly alochtonní pyly a spory chráněny vodou před rozkladem (Gmur & Kwiecinska, 2002).

#### *Reotrofická a ombrotrofická rašeliniště*

V reotrofických karbonských rašeliništích vznikalo lesklé uhlí s vitritem a lycosporami, protože rostliny, které je produkovaly, vyžadovaly stálé vlhko. I zde je však možný zvýšený výskyt inertinitu a vznik matného uhlí díky existenci suchých povrchových vrstev rašeliny a požárům korun stromů. V ombrotrofickém rašeliništi se tvořilo matné uhlí s duritem a

densosporami. Ty vznikaly na stromech rostoucích v nepříznivých podmínkách, které mohly být způsobeny poklesem hladiny vody a menším obsahem živin, nárůstem přínosu klastů a zvýšením salinity (transgrese) nebo vlivem klimatu. Proto není přítomnost mikrolitotypů a spor dobrý indikátor pro rekonstrukci paleoprostředí (Greb et al., 2002).

Kolísání vodní hladiny se projevovalo změnami v petrografickém složení uhlí, které kolísalo mezi mikrolitotypy vitritem, trimaceritem a duritem (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Důsledek častých záplav vedl ke vzniku karbomineritu nebo mineritu a velkého množství detritické organické hmoty v uhlí (vitrodetrinit, inertodetrinit) (Marques, 2002).

### *Projevy zvětrávání*

Náchylnost uhelné hmoty ke zvětrávání klesá se stupněm prouhelnění (hlavně nad 91 % uhlíku) (van Krevelen, 1993). Lesklé uhlí se zpočátku oxiduje rychleji než matné, avšak v pozdější fázi je jeho oxidace zpomalena (Marevich & Travin, 1953).

Oxidací při teplotách do 150 °C vznikají ve vitritu mikropóry a mikropukliny (Teichmüller & Teichmüller, 1950; Nakayanagi, 1956; Noel, 1958; Podgajni, 1961; Chandra, 1962; Jacob, 1964a), zatímco světelná odraznost se příliš nemění, přestože podle laboratorních zkoušek došlo k určitým chemickým změnám, např. obsahu uhlíku (Chandra, 1958, 1962).

Při teplotách 200-250 °C se snižuje mikrotvrдость huminitu, popřípadě vitritu, zvyšuje se světelná odraznost a jiná je také intenzita a barva fluorescence (Hutton et al., 1980; Calemma et al., 1995). Během oxidace při teplotách okolo 170 °C narůstá odraznost vitritu v závislosti na velikosti úlomků uhlí, stupni prouhelnění a dostupnosti kyslíku. Vznikají také mikrotrhliny (Stach et al., 1975). Možné je pozorovat i přechody pyritu v sírany železa (Kossenberga & Cook, 1961).

Oxidací v teplotních podmínkách nad 200 °C se tvoří několik mikrometrů tlusté oxidační lemy na okrajích částic a podél trhlin (van Krevelen, 1993; Bend et al., 1993). Ty jsou převážně světlejší než nepostížené okolí (čím vyšší byla dosažená teplota, tím větší je jejich odraznost) (Alpern & Maume, 1969). Popsány však byly i lemy s nižší odrazností, které patrně vznikaly oxidací v podzemí nebo pod hladinou vody (Teichmüller & Teichmüller, 1950; Bustin et al., 1985b; Dvořák & Kaloč, 1973). Tvorbu oxidačních lemů ovlivňuje kromě výšky dosažené teploty i dostupnost kyslíku (Stach et al., 1975). Zdá se také, že lemy vznikají při teplotě nižší než 170 °C ve vlhké atmosféře (Mackowsky).

#### 4.4.3.2. Technické vlastnosti macerálů

##### *Způsoby využití uhlí*

Nežádoucí je velké množství gelifikovaných macerálů zejména v hnědém uhlí, které působí problémy při těžbě, dopravě i následné úpravě. Při drcení a mletí se tvrdší macerály inertinitu a liptinitu hromadí v hrubozrnnější frakci, zatímco křehký vitrinit je soustředěn do jemnější frakce (Stach et al., 1975).

Pro výrobu hutnického koksu je nejlepší uhlí s nízkým obsahem popelovin a síry, které má dobré spékavé vlastnosti a optimální obsah spékavých složek. Nepopíratelná je závislost průběhu procesu karbonizace a jakosti výsledného koksu na stupni prouhelnění, molekulární struktuře uhlí a tvorbě plastického stavu během mezofáze (Marsh & Menendez, 1989; van Krevelen, 1993; Taylor et al., 1998). Pro určení kvality produkovaného koksu jsou důležité jeho optická anizotropní textura, tloušťka stěn a velikost pórů (Straka, 1989; Taylor et al., 1998). Také hnědé uhlí, rašelina i dřevo se dají karbonizovat, avšak jejich hmota v průběhu koksování nedosahuje plastického stavu a vzniklá textura kopíruje původní tvar buněk v pletivu či trhliny v jeho gelifikovaných partiích (Allardice & Neavel, 1991; Taylor et al., 1998).

Nejdůležitější vlastností hnědého uhlí při briketování je jeho stupeň gelifikace. Žádoucí je vysoký podíl macerálů textinitu a attrinitu, vznikající brikety se pak vyznačují velkou pevností. Naopak nevhodné je velké množství ulminitu, densinitu a gelinitu, kdy je nutné během procesu použít pojiva (Süss et al., 1968).

Při využití uhlí pro energetické účely se hodnotí především výhřevnost ( $Q_i$ ), obsah vody ( $W$ ), síry a jiných toxických látek, obsah popela ( $A^d$ ) a složení a tavitelnost popelovin (Taylor & Shibaoka, 1976). Při spalování jsou obecně reaktivnější macerály skupiny vitrinitu a liptinitu, zatímco inertinit (hlavně s odrazností nad 1,5 %) zůstává v popílcích (Bailey et al., 1990).

Hnědé a málo prouhelněné černé uhlí bohaté na vitrinit a prchavou hořlavinu a chudé na vodu a popel je nejlepší pro proces konverze na kapalná paliva. Optimální je černé uhlí s hodnotami odraznosti vitrinitu mezi 0,4-0,6 % (Baldvin et al., 1987), obecně menší než 1 % (Jasienko et al., 1981; Steller et al., 1987; Gagarin et al., 1993). Vysoce prouhelněné uhlí a antracit jsou během hydrogenačních procesů málo reaktivní (Gabzdyl & Varma, 1991).

Při využití hnědého uhlí jsou vybírána ta s vysokým obsahem prchavé hořlaviny, velkým množstvím liptinitu a výraznými výtěžky dehtu (Zelenka, 1974; Wolfrum & Wawrzinek, 1981).

Naopak zplyňování nevyžaduje vysokou kvalitu uhlí (Hubáček et al., 1952; Stach et al., 1982; Durie, 1991; van Krevelen, 1993; Taylor et al., 1998).

### *Macerály skupiny vitrinitu*

Vitrinit slouží jako nejdůležitější zdroj zemního plynu primárního původu. Při karbonizaci se vitrinit snadno taví a během skladování černého uhlí může dojít k oxidaci, která zhoršuje jeho vlastnosti i jeho termoplasticitu. Ta může být snížena také vlivem velkého množství pseudovitrinitu v uhlí (ICCP System 1994). Macerály skupiny vitrinitu jsou také nejnáchylnější k samovznícení (Stach et al., 1975).

Vitrinit hraje rozhodující roli při zkapalňování uhlí, kde se podílí na tvorbě kapalných i pevných produktů. Dosahuje-li jeho odraznost hodnot menších než 0,5 %, považuje se za vysoce reaktivní. Vitrinit s odrazností 0,5-1,1 % je reaktivní v objemu do 70 %, dosahuje-li však podílu nad 70 %, je již označován za nereaktivní (Steller et al., 1987). Velmi důležité jsou ale také typ probíhající reakce, velikost zrn, použité organické rozpouštědlo a teplota. Do teploty 305 °C se vitrinit v podstatě nemění a až mezi 335-370 °C nastávají jeho největší změny (Shibaoka, 1982). Reaktivnost je také zvyšována přítomností velkého množství organicky vázané síry a pyritu (Hower et al., 1992). Pseudovitrinit je během zkapalňování obecně méně reaktivní než vitrinit.

Během spalování telovitrinitu se tvoří cenosféry (duté kulovité částice) a při karbonizaci černého uhlí je tento macerál tavitelný. Hlavně kolotelinit patří mezi velmi reaktivní macerály během procesu zkapalňování (likvifakce) a karbonizace, kdy je však jeho reaktivita omezena hodnotami odraznosti mezi 0,8 % a 1,6 %, někdy až do 2,0 % (Schapiro & Gray, 1964; Marshall, 1976; Cudmore, 1984). Z kolotelinitu černého uhlí s vysokým obsahem prchavých látek se nejlépe tvoří během zkapalňování tekuté a plynné látky (Whitehurst et al., 1980). Pokusy bylo zjištěno, že teploty při zplyňování a míra spalování jsou závislé na hodnotě odraznosti kolotelinitu (Vleeskens, 1983; Crelling et al., 1988; Bailey et al., 1990; Steller et al., 1991) a jeho vlastnosti také ovlivňuje hodnota fluorescence (Ottenjann et al., 1982; Teichmüller, 1984; Diessel, 1986; Diessel & McHugh, 1986; Kalkreuth et al., 1986; McHugh, 1986; Diessel & Wolff-Fischer, 1987; Hagemann et al., 1989; Sasaki et al., 1990; Steller et al., 1991).

Detrovitrit černého uhlí tvoří při spalování cenosféry a při karbonizaci je tavitelný. Vitrodetrinit je největším zdrojem zemního plynu a jeho reaktivita stoupá spolu se snížením odraznosti během bitumenizace. Kolodetrinit se během procesu karbonizace odplyňuje jako první z macerálů. Rychle reaguje také při spalování, kdy se odplyňuje a vytváří póry dříve než přidružený liptinit (Bengtsson, 1984). Při malé míře hoření vznikají z kolodetrinitu karbosféry. Kolodetrinit má největší množství prchavé hořlaviny a jeho obsah bitumenu výrazně ovlivňuje spékavé a koksovací vlastnosti uhlí. Při hydrogenaci tvoří velkou část produktů (ICCP System 1994).

Korpogelinit je méně reaktivní macerál a obsahuje spíše menší množství prchavých látek (ICCP System 1994).

### *Macerály skupiny inertinitu*

Jak již vyplývá z názvu, jedná se o skupinu macerálů s inertním chováním. Díky častému prorůstání inertinitu s minerály platí, že se snižujícím se minerálním podílem klesá i obsah inertinitu. Při těžbě se jeho vysoké množství v uhlí (hlavně fusinitu s prázdnými buněčnými dutinami a semifusinitu) projevuje velkou prašností (ICCP System 1994). Inertinit s nízkou odrazností do hodnoty 1,5 % vykazující fluorescenci je při karbonizaci tavitelný (Holub & Holubář, 1978; Košina & Hrnčíř, 1983; Němec & Holubář, 1989; Gray & Bowling, 1995; Taylor et al., 1998), avšak inertinit bez fluorescence nereaguje (Diessel & Wolff-Fischer, 1987; Kruszewska, 1989). Nereaktivní a částečně reaktivní inertinit ale zlepšuje pevnost a stabilitu koksu. Jeho optimální množství v uhlí je závislé na stupni prouhelnění a vliv má také velikost inertinitových částic ve směsi (Smith, 1957; Koensler, 1980). Z uhlí podobného stupně prouhelnění bohatého inertinitem vznikne koks s vyšším CRI (coke reactivity index) a poměrně malým CSR (pevnost koksu po reakci s oxidem uhličitým za zvýšené teploty) než z uhlí bohatého vitrinitem (Ishikawa, 1982; Goscinski et al., 1985). Při spalování vykazuje inertinit s nižší odrazností anizotropní texturu, zatímco inertinit s vysokou odrazností tvoří masivní izotropní texturu místy s póry po odplynění jako pozůstatek po přechodu plastickým stádiem (Jones et al., 1985; Bailey et al., 1990; Alvarez et al., 1997). Při zkapaňování uhlí vznikají z reaktivního inertinitu za vyšších teplot a při delší reakční době kapalně i plynné produkty (Shibaoka, 1985) a platí, že semifusinit je reaktivnější než fusinit, makrinit a mikrinit.

Fusinit se během briketování nechová elasticky a zůstává křehký a nespojuje se s ostatními komponentami. Při koksování je zcela nereaktivní a pevnost koksu zlepšuje pouze v případě, je-li jemně rozptýlen v uhelné směsi. Neposkytuje téměř žádné vedlejší produkty.

Při spalování je netavitelný nebo se v něm vytvářejí drobné póry po odplynění. Není použitelný ani pro hydrogenaci díky svému vysokému obsahu uhlíku a nízkému obsahu vodíku. Obtížně se oxiduje a nepodléhá samovolnému vzněcování (ICCP System 1994).

Ze semifusinitu během koksovacího procesu unikají prchavé látky a může se zmenšit jeho objem. Jeho malé úlomky zachovávají svůj tvar a shlukují se do agregátů, jež rozšiřují a zpevňují buněčné stěny. Velké kousky semifusinitu mohou být příčinou trhlin v koksu. Semifusinit s nízkou odrazností, který vykazuje fluorescenci, se taví a stává se zcela součástí koksu (Diessel & McHugh, 1986; Diessel & Wolff-Fischer, 1986). V dalších procesech platí, že čím je nižší odraznost a vyšší intenzita fluorescence, tím je semifusinit reaktivnější (ICCP System 1994).

Vliv funginitu na koksovací vlastnosti bývá zanedbatelný vzhledem k jeho malému obsahu v uhlí. Teleutospory a sklerocia s vysokou odrazností vykazují během koksování inertní chování (Stach et al., 1956; Cook, 1962).

Sekretinit nebývá příčinou zvýšené prašnosti při těžbě uhlí. Pokusy s černým uhlím nebylo zjištěno žádné tavení sekretinitu při teplotě do 510 °C (Lyons et al., 1982), je-li rozptýlen v tavené hmotě, může přispět ke zlepšení pevnosti koksu (ICCP System 1994).

Také o makrinitu se dá říci, že čím je jeho odraznost nižší a intenzita fluorescence vyšší, tím je reaktivnější (Diessel, 1992).

Mikrinit obsahuje poměrně velké množství prchavé hořlaviny (Stach et al., 1982) a je považován za reaktivní macerál, avšak inertní zůstává do teplot okolo 600 °C (Mackowsky). Není možné ho mikroskopicky rozeznat ve výsledných produktech a zbytcích (ICCP System 1994).

Vliv inertodetrinitu na průběh procesů se odvíjí od jeho množství v uhlí a také na druhu inertinitu, z kterého vznikl (ICCP System 1994). Z černého uhlí s vysokým obsahem prchavých látek vzniká koks, v němž inertodetrinit, dobře začleněn do tavicí se směsi, zlepšuje jeho mechanickou pevnost (Panaitescu, 1991).

### *Macerály skupiny liptinitu*

Při zkapalňování uhlí vznikají z liptinitu hlavně kapalné produkty (Hrnčír & Bárta, 1982; Joseph et al., 1991). Macerály této skupiny se jen vzácně se podílejí na tvorbě pevných izotropních zbytků (Keogh et al., 1992).

Během karbonizace se reaktivita sporinitu a kutinitu odvíjí od jejich asociace s dalšími macerály. Při jejich prorůstání s vitrinitem fungují jako změkčovače a způsobují jeho lepší tavitelnost. V případě jejich spojení s inertinitem (hlavně fusinitem a semifusinitem) se



výsledný počet, tvar a velikost pórů v koksu odvozuje od množství, tvaru a velikosti spor (Stach et al., 1975).

Resinit se pravděpodobně nepodílí na tvorbě koksu, existuje ale možnost, že zlepšuje vlastnosti asociovaného vitrinitu (Spackman).

#### *Vliv zvětrávání na vlastnosti uhlí*

Zvětráváním černého uhlí se velmi zhoršuje jeho reaktivita v koksovacím procesu. Díky změnám ve struktuře je snížen obsah vodíku, kyslíku i spalné teplo a menší je také výtěžek bitumenu. Čas a teplota jsou rozhodující pro intenzitu změn, které probíhají nerovnoměrně. Ke stabilizaci dochází asi po 400 dnech, kdy jsou již v uhlí další změny minimální (van Krevelen, 1993). Při použití oxidovaného uhlí vzniká koks s menší pevností a porézností a v jeho optické textuře není tak hojná doménová anizotropie (Gransden et al., 1991). Také na průběh spalování a zkapalňování uhlí má vliv jeho míra navětrání (Bailey et al., 1990).

#### **4.4.4. Význam palynologie a dalších metod**

Palynologie, jejíž základní metodou je pylová analýza, zkoumá mikroflóru zachovanou v uhelné hmotě. Jedná se o spory a pyly získané jak z výtrusných orgánů, tak macerací uhlí nebo vzorku jaloviny. Dispergovaná palynospolečenstva uhelných slojí slouží jak k identifikaci a korelaci jednotlivých slojí, tak k rekonstrukci vegetační historii rašeliniště. Podle převládajícího charakteru rostlin, v kombinaci s výsledky macerálové analýzy, lze vymežit hydrologický typ rašeliniště a interpretovat jeho vodní režim. Palynologie ale také mimo jiné slouží k fytostratigrafickému dělení vrstev a rozpoznání význačných událostí v geologické minulosti, např. hiátů (Havlena, 1964).

Získané výsledky a závěry však nemusí být zcela přesné, neboť spory a pyly mohly být velmi snadno transportovány na velké vzdálenosti. To je nutné brát v úvahu při interpretaci palynologických dat. Dalším nedostatkem je neznalost skutečné produkce spor a pylů jejich mateřskými rostlinami. Nelze tedy tvrdit, že se druh podílel stejnou měrou na složení tehdejší vegetace, jako je jeho zastoupení v palynologických analýzách. Na zkreslení výsledků se dále mohou podílet i ztráty během sítování vzorků (např. spory Pteridosperm).

V kombinaci s uhelnou petrologií je někdy také využívána makrofytopaleontologie, která zkoumá obsahy disperzních kutikul, získaných z uhelné hmoty speciálními metodami (Florian, 2002). Pro jejich akumulaci je významná hlavně rozdílná odolnost kutikul jednotlivých druhů rostlin vůči rozkladným procesům v rašeliništi.

Přítomnost karbonátových konkrací (coal balls), tvořených sideritem, kalcitem, dolomitem nebo ankeritem, ukazuje na blízkost moře – zdroje karbonátů (Dopita et al., 1997). Konkrece jsou raně diagenetického původu, tj. vznikly ve stádiu čerstvého pohřbení rašeliny. Mineralizované rostlinné zbytky tak byly chráněny před humifikací a lze je dnes pozorovat do buněčných detailů. Studium složení rostlinných zbytků v rašelinných dolomitových konkracích lze získat poměrně přesný obraz o složení rašeliništní vegetace (Phillips & DiMichele; Scott). Další uplatnění konkrací je při odhadu míry kompakce rašeliny v okolí neztlačeného coal ballu (Stach et al., 1975).

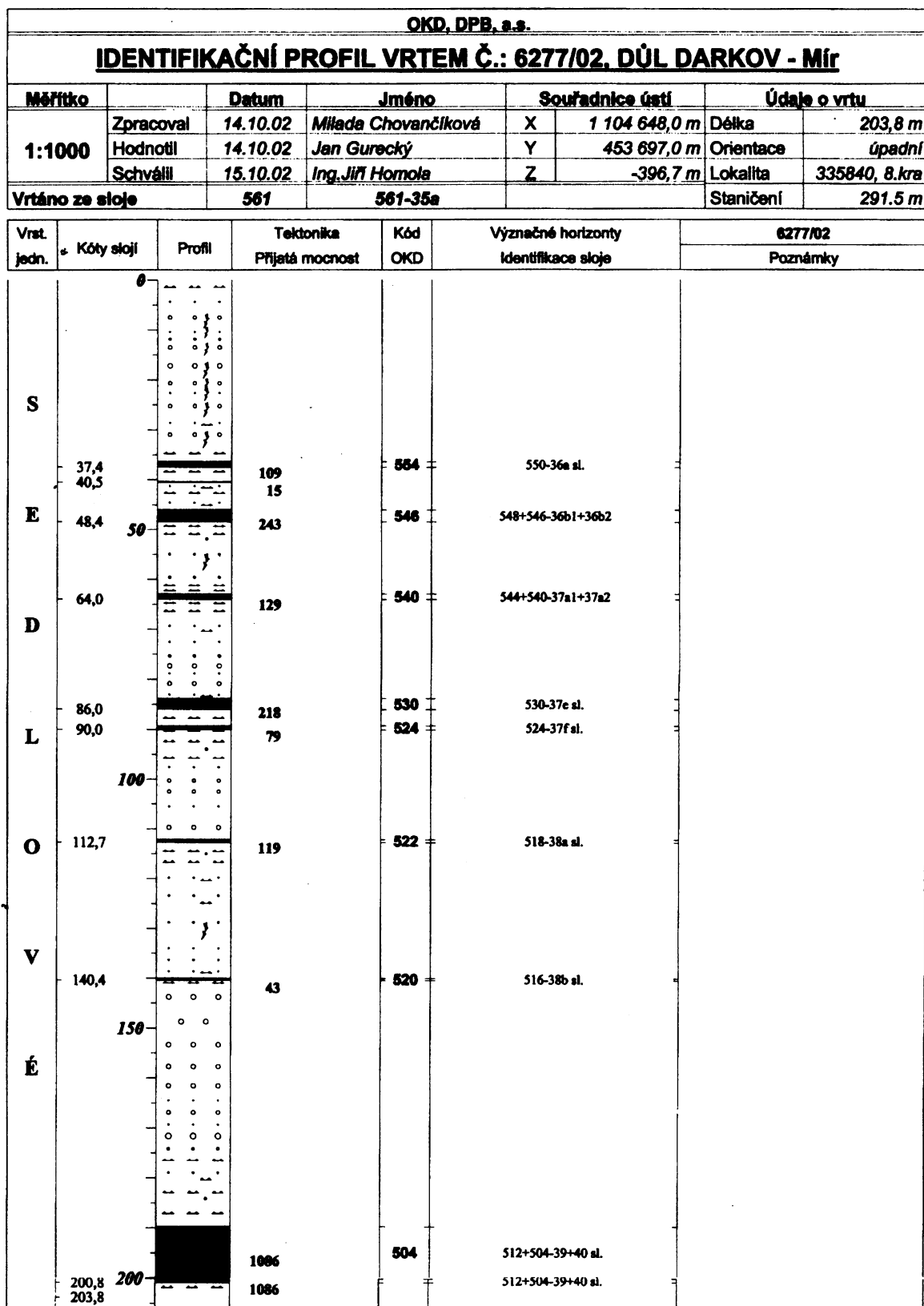
## **5. Metodika**

### **5.1. Práce v terénu**

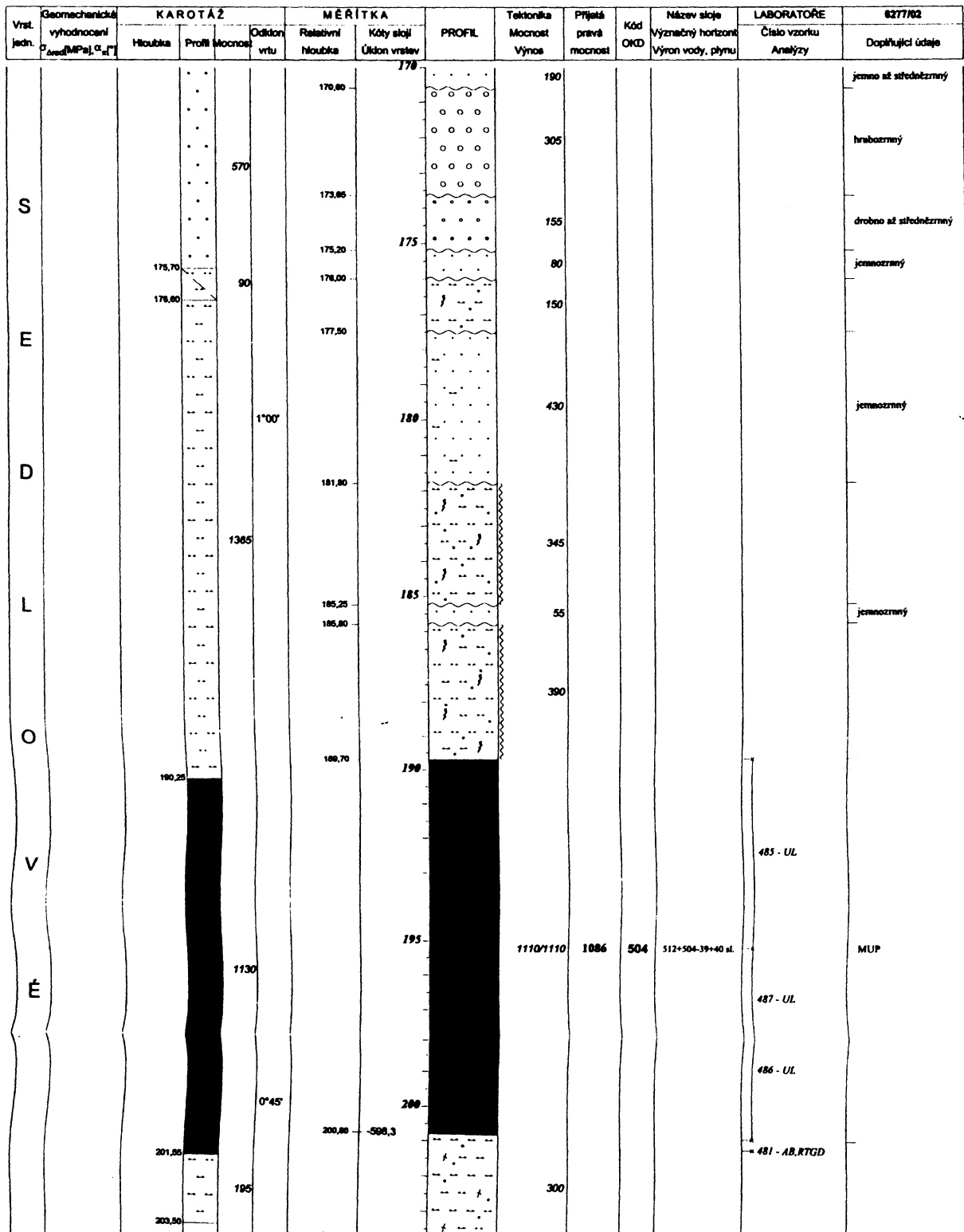
Vzorky, které byly analyzovány jako součást této diplomové práce představují souvislý profil odebraný z vrtu situovaného v místě spojení slojí 504 = 40 (Prokop) a nadložní sloje 39 sedlových vrstev karvinského souvrství (namur B) hornoslezské pánve. Profil má mocnost 11,5 m a pochází z důlního vrtu číslo 6277/02 (souřadnice: x: 1104648; y: 453697; z: -396,7) provedeného na dole Mír v dobývacím prostoru Dolu Darkov se servisní organizací DPB Paskov, a.s. v rámci báňského průzkumu (Obr. 11, Obr. 12).

Tento profil byl analyzován nejprve makropetrograficky, kdy byly vymezeny jednotlivé litotypy, jejichž mocnost kolísala od 8 do 12 cm. Litotypy mocnější než 15 cm byly obvykle pro účely laboratorního studia rozděleny do menších úseků. Celkově bylo takto získáno 129 vzorků.

Takto odebrané vzorky byly rozděleny na 2 části: menší část pro účely palynologické analýzy (není součástí této diplomové práce) a větší část pro účely mikropetrografického rozboru (macerálové analýzy) a analýzy obsahu popela.



Obr. 11 Záznam o vrtu podle protokolu z DPB Paskov, a.s.



Obr. 12 Detailní záznam o vrtu podle protokolu z DPB Paskov, a.s.

## 5.2. Práce v laboratoři

Získané vzorky byly rozdrčeny na zrno menší než 3 mm a postupnou kvartací a drcením homogenizovány na zrnitost pod 1 mm s minimálním obsahem prachových částic menších než 0,2 mm a na zrno menší než 0,2 mm pro analytické rozборы. U každého vzorku byl pak vytvořen jeden kusový a dva zrnové nábrusy standardními metodami určenými normou ISO 7404 – Methods for the petrographic analysis of bituminous coal and anthracite.

U vzorků byla provedena analýza obsahu vody v analytickém stavu (Wa) a zároveň byla stanovena popelnatost v analytickém (Aa) i bezvodém stavu (Ad) podle normy ČSN – ISO 1711 Tuhá paliva. Stanovení popela.

Pro mikropetrografickou analýzu bylo určeno minimálně 250 bodů na každém nábrusu podle klasifikace macerálových skupin vitrinitu, liptinitu a inertinitu dle norem ISO 7404 a ICCP (1998). Použit byl mikroskop UMSP 30Petro Opton-Zeiss pracující v odraženém světle ( $\lambda = 546 \text{ nm}$ ), s imersním objektivem o zvětšení 40x, olejová imerse s indexem lomu  $n = 1,518$ . Výsledky macerálové analýzy byly zpracovány na základě metod popsaných Diessellem (1992) a pro tvorbu diagramů facií byly použity hodnoty jeho Tissue Preservation Index (TPI) a Gelification Index (GI). Při interpretaci paleoprostředí byly také stanoveny velikosti Vegetation Index (VI) a Groundwater Index (GWI) podle Caldera (1993).

## 5.3. Využití výsledků

Získané poznatky macerálové analýzy byly využity především k rekonstrukci paleoprostředí a podmínek při vzniku sloje a k určení typu rašeliniště. Zároveň detailní makro- a mikropetrografický popis profilu sloje přispěly k lepší charakteristice technologických vlastností uhlí a ke zlepšení jeho využití v průmyslu.

## **6. Výsledky**

### **6.1. Macerálové složení**

#### ***6.1.1. Skupina macerálů vitrinitu***

Obsah vitrinitu se pohybuje v rozmezí od 25 do 90,2 % s průměrem hodnota je 64,7 %. Postupný nárůst a pokles se odehrávají během cyklických změn, které lze identifikovat v celém profilu, přestože i zde je možné nalézt náhlé události (např. P1/60, P1/74, P1/83, P1/101). Vzorky s anomálně vysokými hodnotami vůči svému nadloží a podloží (např. P1/8, P1/14 A), odpovídají lesklému nebo lesklému páskovanému uhlí. V podstatě jsou to samostatně odebrané pásy vitritu.

Obsahy telovitrinitu kolísají v rozmezí od 0,8 % do 71,7 %. Průměr je 18 %. Jeho cyklické změny korespondují s průběhem změn celkového vitrinitu a také výskyt anomálních vzorků odpovídá pozici takovýchto úseků vitrinitu. Vykazuje také celoslojový trend postupného úbytku jeho množství ze spodní do svrchní části sloje. Nejvyšší obsahy jsou s výjimkou anomálních vzorků P1/8 a P1/14 ve vzorcích P1/1-3 na bázi sloje.

Výskyt telinitu ve studovaném profilu je nesouvislý, neboť v řadě vzorků chybí. Pokud se vyskytuje, kolísají jeho obsahy od necelého 1 % do 6,8 %, průměr je 0,8 %. V profilu je značné množství vzorků, kde telinit zcela chybí. Cyklické změny jsou jen obtížně vysledovatelné, ale dá se identifikovat několik vzorků s vyššími hodnotami (např. P1/50, P1/51, P1/95, P1/117).

Množství kolotelinitu kolísá od 0,8 % do 71,7 % a průměrná hodnota je 17,3 %. Opět se dá říci, že jeho změny i výskyt anomálních vzorků odpovídá výše popsanému telovitrinitu.

Obsah detrovitrinitu se pohybuje od 17,1 % do 63,8 % s průměrem 46,6 %. Celkově je jeho množství menší zhruba ve spodní třetině sloje, směrem výše je patrný určitý nárůst, který se inverzně odráží v poklesu obsahu telovitrinitu. Charakter cyklických změn je pozvolný, ale i zde jsou náhlé přechody (např. P1/28, P1/60, P1/74, P1/95). Anomální vzorky nejsou příliš patrné, obvykle mají hodnoty oproti okolí poněkud nižší.

Množství vitrodetrinitu kolísá od 3 % do 16,8 % (průměrná hodnota 8,5 %). Rozložení jeho obsahu v profilu sloje je poměrně rovnoměrné a není zde tedy tolik patrné jeho zvýšení v horních partiích, jako je tomu u detrovitrinitu. Cyklické změny nejsou příliš výrazné a ani "anomální" vzorky bohaté vitrinitem (např. P1/8) se příliš neodlišují. Na několika místech je zvýšený obsah vitrodetrinitu, který odpovídá vzorku s menším množstvím detrovitrinitu (např. P1/83, P1/95, P1/117).

Kolodetrinit je zastoupen nejméně 10 %, nejvíce 59,1 % a průměrná hodnota je 38,1 %. Průběh změn koresponduje se změnami obsahů detrovitrinitu a také kolodetrinit vykazuje menší obsahy ve spodní partii sloje.

Obsah gelovitrinitu se pohybuje od 0 do 0,7 % a průměr je 0,02 %. V profilu je maximální hodnota uvedena pouze u jednoho vzorku P1/2, neboť v ostatních vzorcích se obsahy pohybovaly jen v desetinách procenta.

Obsahy korpogelinitu jsou totožné s hodnotami uvedenými u gelovitrinitu.

### **6.1.2. Skupina macerálů liptinitu**

Zastoupení liptinitu kolísá od 0 do 15,2 %. Průměr je 5,3 %. Cykly jsou charakterizovány pozvolnými i náhlými přechody (např. P1/4, P1/37, P1/74) a mají v podstatě inverzní průběh vůči cyklům vitrinitu, kdy maximální obsahy vitrinitu odpovídají minimálním výskytům liptinitu a naopak. Není patrné velké množství anomálních nárůstů (např. P1/52).

Sporinit je nejhojnějším macerálem skupiny liptinitu. Maximální obsah dosahuje 10,2 %, průměrná hodnota je 2,2 %. V profilu je však i poměrně velké množství vzorků, kde sporinit zcela chybí. Jinak průběh změn jeho obsahů odpovídá cyklům a anomáliím popsaným u celkového liptinitu.

Obsah megasporinitu se pohybuje v rozmezí od 0 do 3,4 % a průměrná hodnota je 0,8 %. I zde je značný počet vzorků bez megasporinitu a celkově jsou jeho obsahy tak nízké, že případné cyklické změny nejsou příliš dobře vysledovatelné.

Kutinit tvoří nejméně 0, nejvíce 2 % a průměr je 0,06 %. Zaznamenané hodnoty byly pouze v úseku vzorků P1/3 až P1/10.

Resinit je zastoupen od 0 do 1,4 % a průměr je 0,06 %. Zaznamenané hodnoty byly získány jen z několika vzorků ve spodní části sloje.

Zaznamenaná hodnota exudatinitu byla identifikována jen ve vzorku P1/6.

Obsah liptodetrinitu kolísá mezi 0 a 7,4 %, průměrná hodnota je 2,2 %. Množství vzorků, kde liptodetrinit zcela chybí, není tak velký. I přes poměrně nízké obsahy je možné vysledovat cyklické změny, které odpovídají průběhu změn liptinitu.

### **6.1.3. Skupina macerálů inertinitu**

Inertinit tvoří 4,8 % až 61 % a průměrný obsah je 28,1 %. Jeho zastoupení v profilu je poměrně rovnoměrné a dobře patrný je i průběh cyklických změn. Ty mají pozvolný i náhlý charakter (např. P1/7, P1/32, P1/59). Anomální nárůst byl zaznamenán u několika vzorků



(např. P1/52, P1/83, P1/109). Cykly mají inverzní charakter oproti průběhu změn v obsahu vitrinitu.

Obsah fuzinitu se pohybuje v rozmezí od 0 do 17,1 % a průměrná hodnota je 4,6 %. Některé cyklické změny i anomálie odpovídají průběhu změn celkového inertinitu. Větší množství fuzinitu je ve spodní a horní třetině profilu sloje, zatímco ve prostředku jsou jeho obsahy nižší.

Množství semifuzinitu kolísá od 0,3 % do 26,8 % a průměrná hodnota je 7,96 %. Průběh jeho změn i výskyt anomálních vzorků (např. P1/52) ještě lépe korespondují s cykly popsanými u inertinitu. Celkově se dá říci, že jeho obsahy směrem do nadloží mírně narůstají.

Makrinit je zastoupen od 0 do 27,2 % a průměr je 7,7 %. I zde charakter změn a anomálií velmi dobře odráží cykly celkového inertinitu, rozložení jeho množství je však v profilu sloje rovnoměrnější, než tomu bylo u semifuzinitu.

Funginit tvoří od 0 do 0,7 %, průměr je 0,02 %, avšak zaznamenané množství bylo zjištěno pouze ve vzorku P1/5.

Obsah sekretinitu se pohybuje mezi 0 a 6,5 %, průměrná hodnota je 0,4 %. Nalézá se hlavně ve vzorcích ze spodních částí profilu sloje a kvůli jeho nízkému množství není možné vysledovat cyklické změny.

Zastoupení mikrinitu je v rozmezí od 0 do 13,2 % a průměr je 1,1 %. Jeho větší množství se nalézá ve spodních partiích profilu sloje, kde je ještě možné identifikovat náznaky cyklických změn a několik anomálních vzorků (např. P1/8, P1/21, P1/23, P1/51). Zhruba v horní polovině profilu jsou jeho obsahy již velmi nízké a také je zde větší množství vzorků, kde mikrinit zcela chybí.

Množství inertodetrinitu kolísá mezi 0,9 % a 15,1 % a průměrná hodnota je 6,4 %. Průběh a charakter změn a výskyt anomálních vzorků značně odpovídá jejich rozmístění popsanému u inertinitu.

#### **6.1.4. Minerální příměs**

Celkový obsah minerálů se pohybuje mezi 0 a 14,6 % a průměrná hodnota je 1,9 %. V profilu sloje je mnoho vzorků bez zaznamenané minerální hmoty a celkově je větší množství minerálů spíše ve spodních partiích profilu. Průběh cyklických změn a výskyt anomálních nárůstů (např. P1/20, P1/50, P1/95, P1/117) mají svůj odraz ve změnách popsaných u popelnatosti. Také zde je patrný pokles obsahu minerální příměsi směrem do svrchní části sloje.

Jílové minerály tvoří od 0 do 10,3 % a průměr je 0,4 %. I zde platí, že v profilu sloje je velké množství vzorků, kde jílové minerály zcela chybí. Nejvyšší obsahy jsou na bázi sloje ve vzorcích P1/1 až P1/6. Do nadloží jejich podíl rychle klesá! Pouze na spodu sloje, kde jsou obsahy vyšší, je možné pozorovat náznaky nějakých změn, které odpovídají jevům popsáním u celkové minerální hmoty. Ve vyšších partiích jsou již obsahy příliš nízké.

Množství sulfidů kolísá od 0 do 3,8 % a průměr je 0,2 %. Jedná se pouze o několik málo vzorků s nízkými obsahy rozmístěných v průběhu celého profilu sloje a není proto možné vysledovat jakékoli cyklické změny.

Obsahy karbonátů se pohybují v rozmezí 0 až 13,7 % a průměrná hodnota je 1,3 %. Množství vzorků bez karbonátů je příliš velký, aby se daly pozorovat nějaké cyklické změny v průběhu profilu sloje. Zvýšené obsahy karbonátů jsou častější ve střední a svrchní části sloje.

Popeloviny představují minerální hmotu, která byla do rašeliniště přinášena ve vodní suspenzi během ukládání rašeliny. Většinou se jedná o klastické jílové minerály. Do primárních popelovin se řadí také anorganické látky, jež byly obsažené v rostlinných buňkách rašeliništní vegetace (tzv. fytolity). Sekundární popeloviny zahrnují minerály diagenetického původu, tedy převážně sulfidy a karbonáty, méně často jílové minerály (Dopita et al., 1985).

V případě uhlí ze sloje Prokop byly jílové minerály dle mikroskopického pozorování spíše klastického původu. Naopak karbonáty a sulfidy (hlavně pyrit) mají diagenetický původ, neboť bylo možné pozorovat na vrtném jádru jejich krystaly vysrážené na puklinách. V mikroskopu však bylo vidět také karbonáty, které ojediněle tvořily výplň buněčných prostor telinitu a jež by mohly mít klastický původ, ale pravděpodobnější je jejich diagenetické vysrážení v buněčných prostorách.

Po spálení vzniká z popelovin popel. Jeho obsah, tedy popelnatost, kolísá od 0,83 do 25,74 hmotnostních %, průměrná hodnota je 5,2 hm. %. Celkově je vyšší spíše ve spodních partiích sloje, i když v celém profilu je možné najít náhlý anomální nárůst hodnot u několika jednotlivých vzorků (např. P1/20, P1/50, P1/95, P1/117). Jedná se o vzorky z matného uhlí nebo fuzitu. Pozvolné změny lze vysledovat v rámci několika cyklů, které jsou patrné spíše ve spodní partii sloje.

## 7. Diskuze

### 7.1. Macerály skupiny vitrinitu

Výše popsané změny v obsahu jednotlivých macerálů jsou odrazem změn v hydrologickém vývoji rašeliniště a následně i ve složení vegetace a intenzitě rozkladu. Z výsledků obsahu vitrinitu je možné vyzorovat mnoho cyklických změn. Ze strukturních macerálů vitrinitu (telovitrinit) je méně zastoupen ve studovaném profilu telinit, který místy zcela chybí. Naopak poměrně hojný je kolotelinit. Vykazuje však celoslojový trend postupného úbytku do svrchních částí sloje, který se proto odráží i v obsahu celkového telovitrinitu. Podskupina detrovitrinitu má naproti tomu tendenci nárůstu obsahů směrem do nadloží, který je způsoben především zvyšováním podílu macerálu kolodetrinitu. Výskyt macerálů gelovitrinitu v uhlí sloje Prokop je mizivý.

Macerály vitrinitu vznikaly z rostlinných pletiv složených z celulózy a ligninu díky omezenému přístupu vzduchu v rašeliništi (ICCP System 1994). Gmur & Kwiecinska (2002) charakterizovali rašeliniště s velkým podílem vitrinitu jako reotrofické. Umístili ho do svrchní části deltové plošiny či do fluviálního až lagunárního prostředí ve vlhkém lesním močálu. Také Strehlau (1990) kladl tvorbu uhlí s převahou vitrinitu v kombinaci s fuzinitem do lesního rašeliniště. Smith (1962) a Grady & Eble (1990) dávali vznik vitrinitu v kombinaci s liptinitem spíše do sušších podmínek. Mnoho vitrinitu a zároveň málo minerální hmoty značí vznik autochtonních uloženin v mělké vodě s malými variacemi v biodegradaci (Diessel & Gammidge, 1998). Kmiecik & Knafel (1983) vymezili v Polsku tzv. ponořenou facii uhlí s dominancí vitrinitu a tenuisporinitem a tzv. vynořenou facii s dominancí inertinitu a crassisporinitem. V moderních ombrotrofických rašeliništích byl zaznamenán postupný pokles množství dřevního materiálu a tedy také vitrinitu směrem do svrchních partií spolu se snížením celkové vlhkosti prostředí (Greb et al., 2002).

Nabohacení uhlí macerály, které náležejí do podskupiny telovitrinitu, značí vysoké zachování materiálu ve vlhkých podmínkách, snad s nízkým pH (ICCP System 1994). Jednalo se o lesní, případně o vlhké lesní rostoucí rašeliniště (Diessel, 1992). Marques (2002) také umístil vznik uhlí s převahou telovitrinitu nad ostatními macerály vitrinitu do vlhkého lesního rašeliniště. Nárůst obsahu minerální a detritické hmoty (tedy vitrodetrinitu a inertodetrinitu) zde značí časté záplavy. Inverzní změny v obsahu celkového vitrinitu a inertinitu (tedy pokles vitrinitu spolu s nárůstem inertinitu) vysvětlil Yeo et al. (1988) přechodem z vlhkého lesního do limnického prostředí, kde jsou vlhčí podmínky, avšak menší hustota stromů.

Telinit se vytvořil z buněčných stěn pletiv jak bylin, tak stromů. To samé platí o macerálu kolotelinit (ICCP System 1994). Gmur & Kwiecinska (2002) však preferují u obou macerálů jako původní materiál stromy a kontinentální (sladkovodní) prostředí. Postupné přibývání strukturních macerálů vitrinitu značí přechod z reotrofického do ombrotrofického typu rašeliniště (Calder et al., 1991; Calder, 1993). Varma (1996) popsal vyšší obsahy telinitu v uhlí z polské části hornoslezské pánve z limnického prostředí oproti nižšímu množství v uhlí z paralických podmínek.

Naopak macerály podskupiny detrovitrinitu vznikaly intenzivním chemickým rozkladem i mechanickým rozpadem především bylinných pletiv, které byly bohaté celulózu (ICCP System 1994). Také Gmur & Kwiecinska (2002) považují za hlavní zdrojový materiál detritických macerálů (tedy také inertodetrinitu) byliny. Jednalo se o prostředí s neutrálním až slabě alkalickým pH a oxidačními podmínkami (Benner et al., 1985; Pickel & Wolf, 1989).

Vitrodetrinit je tvořen velmi rozmělněným materiálem, jenž byl gelifikován (ICCP System 1994).

Pro vznik kolodetrinitu je charakteristický intenzivní rozklad na počátku rašelinění materiálu bohatého spíše celulózu než ligninem (Stach et al., 1982).

Macerály patřící do podskupiny gelovitrinitu mají svůj původ ve výplních rostlinných buněk a jejich sekretech nebo v huminových tekutinách, které se vysrážely jako koloidní gely (ICCP System 1994). Větší množství gelifikovaného vitrinitu bylo popsáno z paralického prostředí než z limnického, neboť zde chemismus vody bohaté na vápník a sodík urychlují procesy gelifikace (Varma, 1996).

Zatímco korpogelinit je primární, gelinit se tvořil sekundárním vysrážením huminů a často se nachází v uhlí, které bylo tektonicky porušeno na začátku uhelnění (ICCP System 1994).

Z výše uvedeného vyplývá, že změny v obsahu vitrinitu a jejich inverzní charakter vůči změnám inertinitu i liptinitu v profilu sloje Prokop byly patrně způsobeny kolísáním vodní hladiny v rašeliništi. V období jejího snížení byly biomasa a vznikající rašelina vystaveny intenzivní oxidaci, tedy podmínkám příznivým pro vznik inertinitu a určitých macerálů liptinitu. Situace se poté obrátila, když došlo opět k nárůstu hladiny vody.

Trend postupného úbytku telovitrinitu, respektive kolotelinitu ve spodní části sloje, by mohl být důsledek vývoje rašeliniště z vlhčího do suššího, tedy ombrotrofického typu rašeliniště, kde byl rozklad intenzivnější. Tomu by také odpovídal nárůst detritických

macerálů vitrinitu, pro něž jsou charakteristické oxidační podmínky, a celková absence gelifikovaného vitrinitu.

## 7.2. Macerály skupiny inertinitu

Uhlí sloje Prokop má atypické složení, které je charakterizováno neobvykle vysokým obsahem macerálů inertinitu. Nezanedbatelný je podíl fuzinitu a semifuzinitu, který dokonce směrem do svrchních partií vykazuje tendenci nárůstu obsahu. Velká část profilu sloje Prokop je také nápadná poměrně velkým obsahem macerálu makrinitu. Výskyt funginitu je mizivý, sekretinit se nachází v malém množství jen ve spodních partiích sloje. Mikrinit je rozložen v celém průběhu profilu, ale také je hojnější v jeho spodní části. Poměrně častá je přítomnost inertodetrinitu.

Obecně je považován velký podíl macerálů inertinitu za důsledek sušších podmínek a intenzivní oxidace v rašeliništi. Příkladem je godwanské uhlí (Stach et al., 1975). Gmur & Kwiecinska (2002) umístili jeho vznik do jezerního prostředí nebo do spodní části deltové plošiny. Tedy spíše do sladkovodních než do lagunárních podmínek. Naopak Sachsenhofer et al. (2003) dávají vznik uhlí s hojným inertinitem (okolo 20 až 30 %) a liptinitem (15 až 25 %) a nízkým obsahem popela do prostředí lagunárního. Jestliže je odraznost inertinitu velmi různorodá (vykazuje velké rozmezí), vznikal spíše při požáru, než během vysychání, ale roli hraje také vazba na sedimentární prostředí rašeliniště (Crosdale et al., 2002). Greb et al. (2002) vysvětluje velké množství inertinitu v uhlí kromě vysychání také možností oxidace během záplavy vysoce okysličenými vodami. Zároveň jeho vyšší koncentrace nemusí značit ombrotrofický typ rašeliniště, neboť i v reotrofickém rašeliništi může docházet k vysychání povrchových vrstev rašeliny či k požárům korun stromů.

Vznik fuzinitu je vysvětlován taktéž různými způsoby. Pyrofuzinit vznikl z ligno-celulózových buněčných stěn během lesních požárů, kdy se uložily laterálně rozsáhlé horizonty fuzitu neboli fosilního dřevěného uhlí (Goodarzi, 1985; Scott, 1989; Jones et al., 1991; Varma, 1996). Tomuto jevu připisuje také Stach et al. (1975) tvorbu části fuzinitu i semifuzinitu v gondwanském uhlí. Jinak se vytvořil tzv. degradofuzinit, který vznikl dekarboxylací pletiv působením hub a bakterií nebo dehydrací a zvětráváním (Varma, 1996; Taylor et al., 1998). V karbonském uhlí bývá hojnější než pyrofuzinit a velmi častý je v uhlí hornoslezské pánve (Stach et al., 1975). Scott (2002) tvrdí, že mnohý degradofuzinit by mohl být výsledek požárů, při kterých nebylo dosaženo tak vysoké teploty. Guo & Bustin (1998) a Bustin & Guo (1999) označují veškerý fuzinit jako důsledek neúplného hoření. V rašelině

vzniklé v paralických podmínkách oproti limnickému prostředí jsou pyrofuzinit a pyrosemfuzinit hojnější než degradofuzinit a degradosemfuzinit a celkově jsou macerály inertinitu více heterogenní (Varma, 1996). Fuzinit tedy mohl vzniknout požárem in situ (Goodarzi, 1985), nebo mohl být do rašeliniště přinesen vodou či větrem (Stach et al., 1982). Jeho nabohacení může být také následek tektonické aktivity (Goodarzi, 1986). Stach et al. (1975) ještě vymezuje další druh fuzinitu, který vzniká během geochemické fáze uhelnění díky větší odolnosti pletiv impregnovaných pryskyřicemi, kutinem nebo suberinem. Dalším druhem je tzv. primární fuzinit, jenž byl přítomen již v původním rostlinném materiálu.

Semifuzinit se vytvořil v rašeliněm stádiu slabou humifikací, dehydrací a redoxními procesy převážně v materiálu in situ (Gmur & Kwiecinska, 2002). Je to tzv. degradosemfuzinit popsaný také z hornoslezské pánve (Stach et al., 1975), ale možná příčina vzniku jsou také požáry (Scott, 1989; Guo & Bustin, 1998; Bustin & Guo, 1999). Zatímco gondwanská uhlí obsahují semifuzinit z listů, karbonská uhlí severní polokoule mají semifuzinit spíše z dřevitých pletiv (ICCP System 1994).

Původním materiálem funginitu jsou pletiva hub a jeho přítomnost může značit fosilní či recentní zvětrávání rašeliny (ICCP System 1994). Častý je jeho přínos řekami do delty při intenzivních srážkách nebo při erozi břehů (Smith, 1962; Grady & Eble, 1990).

Sekretinit je považován za důsledek oxidace pryskyřic (Kosanke & Harrison, 1957), nebo humínových gelů (Lyons et al., 1986). Jeho zvýšený obsah značí selektivní nabohacení při požárech či silném rozkladu pletiv (Hacquebard, 1951; Pareek, 1964; Stach, 1964).

Makrinit se vytvořil vyvločkováním huminů ovlivněných dehydrací a redoxními procesy v rané fázi rašelinění v důsledku kolísání vodní hladiny (Stach & Alpern, 1966; Goodarzi, 1985; Diessel, 1992). Zároveň to může být koprolit hmyzu a červů nebo produkt metabolismu hub a bakterií (Stach et al., 1982). V málo prouhelněném uhlí může být makrinit následek pomalých požárů rašeliny (ICCP System 1994). Zároveň může makrinit vznikat během procesů uhelnění z materiálu bohatého na tuky (Stach et al., 1975). Jeho zvýšený výskyt spolu s densosporami především ve svrchních partiích sloje ukazuje na ombrotrofický typ rašeliniště (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Mikrinit je považován za sekundární macerál vzniklý při uhelnění z lipidů (Alpern & Pregermain, 1965; Teichmüller, 1974), bituminitu a resinitu (Stach et al., 1975). Tato možnost je v případě uhlí hornoslezské pánve nejpravděpodobnější (Teichmüller, 1944; Beneš & Pech, 1967). Thiessen & Sprunk (1936) popsali mikrinit původně ze zbytků sekundárních stěn tracheid. Někdy může vznikat i během rašelinění (Shibaoka, 1978; Shibaoka, 1983; Taylor &

Liu, 1989) nebo intenzivní fragmentací ostatních macerálů inertinitu (ICCP System 1994). Velmi hojný bývá v sapropelitech z redukčního prostředí (Smith, 1962; Grady & Eble, 1990), naopak málo častý je v uhlí vzniklém v aerobním prostředí. Možnou příčinou jeho vzniku by mohlo být také působení hub (Stach et al., 1975). Jestliže se jeho obsah směrem do spodních partií rašeliniště nezvyšuje, jedná se o reziduum po vzniku exudatinitu (Gmur & Kwiecinska, 2002).

Inertodetrinit často vznikal při požárech (Goodarzi, 1985), ale velmi hojný bývá v uhlí subakvatického původu (sapropelitech). Čím vyšší byla dosažená teplota při požáru, tím je vzniklý inertinit více náchylný k fragmentaci a vznik inertodetrinitu je pravděpodobnější (Scott & Jones, 1994). Charakteristické pro jeho tvorbu jsou také rašeliniště s rákosovým porostem (Bend, 1992), jezerní podmínky nebo terestriální prostředí s kolísající vodní hladinou (ICCP System 1994). Často se jedná o redeponované úlomky jiných macerálů inertinitu vzniklé při transportu a někdy také o koprolity drobných organismů či tmavé flobafiny (Stach et al., 1975). Obecně velké množství detritických macerálů je důsledkem častých záplav (Marques, 2002). Podle Gmura & Kwiecinské (2002) mohl vznikat i z bylinných pletiv na piedmontních planinách. Rovněž na vrcholu rostoucího rašeliniště se může nacházet vrstva s velkým podílem inertodetrinitu, který vznikl aerobním rozkladem (Moore et al., 1996).

Velké množství inertinitu v uhlí sloje Prokop by opět ukazovalo, že se patrně jedná o ombrotrofické rašeliniště. Tomu by odpovídal velký podíl fuzinitu a přibývajícím trend semifuzinitu směrem do nadloží. Také neobvykle hojný makrinit by mohl být důsledkem oxidačních podmínek v takovémto typu rašeliniště (Smith, 1962). Nápadná je rovněž shoda maxim výskytů inertodetrinitu, makrinitu a semifuzinitu.

### 7.3. Macerály skupiny liptinitu

Z macerálů liptinitu jsou v uhlí sloje Prokop hojněji zastoupené pouze sporinit, megasporinit a liptodetrinit. Ostatní skupiny mají mizivé obsahy a nacházejí se pouze ve spodní části profilu.

Macerály liptinitu jsou velmi hojné (15 až 25%) v uhlí bohatém na inertinit (20 až 30%) s nízkým obsahem popela, které vzniklo v lagunárním prostředí. Nárůst podílu liptinitu může také značit záplavu rašeliniště a selektivní nabohacení rašeliny liptinitem (Sachsenhofer et al., 2003). Dalším možným vysvětlením zvýšení podílu liptinitu (především nejdříve alginitu a liptodetrinitu, později sporinitu) je přechod z vlhkého lesního rašeliniště do jezerního

prostředí. Hojnost sporinitu, kutinitu a relativně velké množství alginitu spolu s inverzním průběhem změn obsahů celkového liptinitu a inertinitu vůči vitrinitu a minerálům ukazuje na prostředí vlhkého lesního rašeliniště, které bylo střídáno s jezerními podmínkami během záplav (Yeo et al., 1988). Tento případ se však patrně nevztahuje na většinu profilu sloje Prokop vzhledem k nízkému obsahu popelovin a nepřítomnosti alginitu.

Na stabilitu spor a pylových zrn má zásadní vliv dostupnost kyslíku, ale významný je také druh mateřské rostliny. Hojnější bývá sporinit pocházející z rostlin opylovaných větrem než hmyzem, což je i případ výtrusných rostlin, které dominovaly karbonským rašeliništěm euramerické oblasti. Více sporinitu je charakteristické pro uhlí vzniklé ve sladkovodním prostředí, než pro mořské a brakické podmínky. Následkem oxidace povrchových částí rašeliny dochází ke hromadění odolnějšího sporinitu v budoucích duritech. Bohatší na sporinit je uhlí vzniklé v subakvatickém prostředí, kde je chráněn vodou před oxidací, než v lesním rašeliništi. Častý také bývá ve vápnitěm bahně, neboť voda bohatá na vápník obsahuje jen malé množství kyslíku (Taylor et al., 1998). Riegel (1965) našel vyšší koncentrace sporinitu v uhlí mírného klimatu, kde je větší množství větrem opylovaných rostlin, než v uhlí ze subtropických a tropických oblastí. Také popsal větší výskyt pylových zrn v subakvatické sladkovodní rašelině než v mořské a ve většině lesní rašeliny. Smith (1962) umístil vznik karbonského crassiduritu s velkým podílem sporinitu do ombrotrofického rašeliniště ve vlhkém klimatu. Zvýšená koncentrace crassisporinitu (densosporu) spolu s inertinitem (především makrinit) hlavně ve svrchních partiích sloje je považována za indikátor ombrotrofického typu rašeliniště. Velké množství sporinitu je charakteristické pro prostředí piedmontních plošin (Gmur & Kwiecinska, 2002). Podle Greba et al. (2002) je tenuisporinit (lycosporu) v lesklém uhlí charakteristický pro reotrofické rašeliniště, zatímco crassisporinit (densosporu) v matném uhlí pro ombrotrofický typ, v němž pak cyklické změny značí jednotlivé záplavy rašeliniště. Avšak stromy, které produkovaly densosporu, byly schopny růstu i v méně příznivých podmínkách, jež mohly být způsobeny také poklesem hladiny vody a snížením přínosu živin v ombrotrofickém rašeliništi. Další možností vzniku stresu je ale nárůst přínosu klastů a zvýšení salinity během transgrese do reotrofického rašeliniště a posledním důvodem mohl být také vliv klimatu. Použití densospor jako ukazatele typu rašeliniště tedy není zcela jednoznačné. Strehlau (1990) vymezil v ruhrské pánvi densosporinitovou facii (mikro- i megasporinit, fragmentovaný kutinit, resinit s oxidačními lemy), charakteristickou vysokým obsahem inertinitu (inertodetrinit, fuzinit, semifuzinit) a malým podílem vitrinitu, jež nemusí značit ombrotrofické rašeliniště. Možný je také vznik takového uhlí v rašeliništi s otevřenou vodní hladinou v centru močálů, kde byla vegetace



bohatší na byliny než na stromy (Diessel, 1992). Nachází-li se v těsném nadloží této facie poloha jílovců, bylo zvýšení hladiny rychlejší než akumulace rašeliny, a jestliže jsou přítomné mořské břidlice, nastala transgrese. Rašeliniště tedy nebylo ombrotrofického typu a nacházelo se pravděpodobně v zóně na přechodu spodní a svrchní části deltové plošiny. Výskyt crassisporinitu (torisporinit) pak Strehlau považuje za důsledek kolísání či poklesu úrovně vodní hladiny, kdy mohlo dojít i k mírné oxidaci rašeliny.

Kutinit bývá hojný v subakvatickém uhlí. Naopak v autochtonní rašelině není tak častý, neboť byl mechanicky zničen činností organismů v půdě do podoby liptodetrinitu (Taylor et al., 1998). Bode (1931) našel v klaritovém uhlí hornoslezské pánve velmi tenký kutinit.

Terpenový resinit se nachází hlavně v uhlí terciárního stáří, protože tehdejší vegetace byla bohatá na jehličnany. Naproti tomu v karbonském uhlí není tento resinit tak hojný a také vykazuje daleko menší různorodost v optických vlastnostech pravděpodobně proto, že flóra netvořila tolik terpenů (Taylor et al., 1998). Tzv. oxyresinit je spojován s inertinitem a vznikl oxidací (Stach, 1966). Koch (1970 b) však určil za příčinu jeho tvorby termální procesy a tvrdí, že resinit může při zvětrávání získat odraznost vitrinitu, popřípadě huminitu. Tukový resinit tvoří tuky a vosky, jež vylučovaly tropické a pouštní rostliny jako ochranu před vysycháním. Např. hojnost vosků v eocénním uhlí z Německa by mohlo být vysvětleno jeho vznikem v tropických podmínkách. Častý je také tento typ resinitu v subakvatickém terciárním uhlí, protože flóra rostoucí u břehu produkovala mnoho vosku (Taylor et al., 1998). V profilu sloje Prokop je resinit přítomný v malém množství pouze v několika málo vzorcích v jeho spodní části.

Řasy jsou důležité především v rašeliništích vyvinutých v subarktických podmínkách, neboť vyšší rostliny zde neprospívají (Taylor et al., 1998). Moore (1968 a) umístil vznik alginitu z karbonského sapropelitu (boghead) do jezer na povrchu rašeliniště dále od břehu, kde byla voda bohatá na kyslík a chudá na humínové kyseliny. Diessel (1992) považuje alginit za důležitý doklad otevřené vodní hladiny v rašeliništi, eventuelně jezerních podmínek. Jeho nepřítomnost v profilu sloje Prokop opět svědčí pro relativně suché rašeliniště.

Liptodetrinit se často nachází v subakvatickém uhlí, především pak v sapropelitech a klaritech, duritech a trimaceritech bohatých na liptinit (Taylor et al., 1998). V profilu sloje Prokop je liptodetrinit přítomen ve většině vzorků, avšak jeho obsahy nejsou příliš vysoké. Přesto je v tomto uhlí za sporinitem druhým nejhojnějším macerálem liptinitu.

Také bituminit je hojný v sapropelitech, v klaritech a duritech s vysokým podílem liptinitu, jež vznikly v subakvatických podmínkách (Taylor et al., 1998).

Chlorofylinit mohl být zachován pouze za anaerobních podmínek, hlavně v mírném až chladném klimatu. Někdy bývá přítomen v rašelině, hnědém uhlí a v sapropelitech. V mladším uhlí (především terciárního a pleistocénního stáří) byl nalezen také ve facii, jež neměla sapropelový původ, a dokonce byl také v mladé ombrotrofické rašelině (Taylor et al., 1998).

Macerál sporinit se v uhlí sloje Prokop vyskytoval především ve formě tzv. crassispor (většinou densospor) (Valterová, 1987), jejichž vznik, především v kombinaci s hojným inertinitem, autoři umístili do suššího prostředí rašeliniště ombrotrofického typu. Takovýto typ spor produkovaly rostliny (plavuně rodu *Omphalophloios*), které rychle kolonizovaly volný prostor vzniklý po ústupu plavuní rostoucích v rašeliništi s otevřenou vodní hladinou (DiMichele & Phillips, 1994). Sušším podmínkám by také odpovídalo malé množství macerálu kutinit, který bývá častý spíše v uhlí subakvatického původu.

#### 7.4. Minerální příměs

Minerální hmota se do rašeliny mohla dostat třemi způsoby. Mohla být již obsažena v tělech původních rostlin (tzv. fytolity), mohla být přinesena vodou nebo větrem či se vytvořit během prvních fází uhelnění. Poslední možností je její diagenetický původ. Krystaly minerálů, které se tvořily spolu s uhlím nebo byly do rašeliniště přineseny, jsou většinou velmi jemnozrnné a s uhlím se vzájemně prorůstají. Naopak diagenetické minerály se nacházejí v různých dutinách a puklinách (Stach et al., 1975). Jestliže uhlí obsahuje mnoho klastických minerálů a síry, vznikalo v rašeliništi reotrofického typu. Mocnější klastické polohy značí nejčastěji blízkost řeky, která přinášela dostatek živin pro růst stromů a během povodní často zaplavovala přilehlá nívná rašeliniště (Diessel, 1992).

Mezi nejhojnější minerální příměs patří jílové minerály, které mohly být přineseny vodou jako produkt větrání živců a slíd (klastické jílové minerály), nebo se mohly sekundárně vysrážet z vodních roztoků (Stach et al., 1975). Vysoký podíl klastických jílových minerálů bývá v uhlí vzniklém ve fluviatilním prostředí ve vlhkém lesním močálu (Gmur & Kwiecinska, 2002). Malé množství minerální hmoty a hojnost kaolinitu v málo rozložené rašelině značí nízkou míru její oxidace, malou cirkulaci vody v rašeliništi a nízké hodnoty pH (menší než 4) (Eble et al., 1994). Illit vznikal v mělkých částech pánve, zatímco montmorillonit se tvořil v jejích hlubších partiích (Rao & Gluskoter, 1973). Vliv na druh vznikajícího minerálu má také hodnota pH. Zatímco kaolinit se tvořil spíše v kyselém prostředí, smektit bývá součástí mořských facií (Bustin & Lowe, 1987).

Velmi častý je také výskyt karbonátů. Ty vznikaly jak v rané fázi diagenese (uhelnění), tak během jejich pozdějších stádií. Pro rašeliniště ovlivněné mořskou transgresí je charakteristická přítomnost dolomitu. Karbonáty obsahující železo se vytvořily v anaerobních podmínkách. Kalcit a ankerit jsou příklady minerálů, jež mají diagenetický původ (Stach et al., 1975). V profilu sloje Prokop jsou karbonáty přítomné ve většině vzorků a vyšších obsahů dosahují hlavně v jeho horní polovině.

Další skupinou minerálů vyskytujících se v uhlí jsou sulfidy, pro jejichž syngenetický vznik jsou charakteristické redukční podmínky a spíše neutrální pH (Gmur & Kwiecinska, 2002). Syngenetický pyrit se vyskytuje ve formě velmi jemnozrnných krystalů či kongregací a hojný bývá v uhlí s vysokým podílem vitrinitu a v sapropelitech. Rašelina uložená v paralických podmínkách obsahuje více pyritu než rašelina z jezerního prostředí a v rámci paralických sledů jsou rašeliniště slojí, jež byly ovlivněny mořem, bohatší na pyrit i organickou síru. Pyrit se ale také mohl vytvořit přeměnou primárního sideritu roztoky obsahujícími  $H_2S$  (Stach et al., 1975). Pyritové inkluze jsou časté v uhlí z předpolních pánví (Gmur & Kwiecinska, 2002). Strehlau (1990) pozoroval v břidličnatém uhlí z předpolní pánve současný pokles syngenetického pyritu s nárůstem podílu celkového inertinitu. Nízký obsah pyritu a velké množství proplásků jsou charakteristické pro uhlí vzniklé na svrchní části deltové plošiny s převahou fluvialních procesů (Frazier & Osanik, 1969; Horne et al., 1978). Mezi další diagenetické sulfidy patří markazit, galenit, sfalerit a chalkopyrit (Stach et al., 1975). V profilu sloje Prokop se nachází malé množství sulfidů jen v několika vzorcích, jež se nacházejí v jeho svrchní polovině. Jednalo se spíše o jemnozrnné výskyty.

Z oxidů a hydroxidů je nejběžnějším minerálem křemen. Klastický křemen přinesený do rašeliniště vodou nebo větrem má vzhled zakulacených krystalů, křemen vysrážený z roztoků vzniklých zvětráváním živců a slíd bývá jemnozrnný a obvykle vyplňuje volné dutiny a pukliny. Málo častý je chalcedon, kůra s idiomorfními krystaly křemene vzniklá raně diageneticky (Stach et al., 1975). V uhlí sloje Prokop nebyl nalezen žádný křemen.

Fosfor může být součástí materiálu z původních rostlin nebo je obsažen v minerálech fosforit a apatit (Stach et al., 1975).

Z těžkých minerálů je nejčastější zirkon, méně běžné jsou rutil, turmalín, granát a biotit (Stach et al., 1975).

V uhlí se také mohou nacházet stopy různých solí. Jedná se hlavně o sírany a dusičnany, především však o chloridy, jejichž nabohacení může být důsledek infiltrace ze solných uloženin permského stáří (Stach et al., 1975).

Mezi stopové prvky je řazen bór, jehož přítomnost značí mořskou transgresi do rašeliniště (Stach et al., 1975), možný je ale také jeho přínos difúzí nebo vliv bioturbace kořeny (Sachsenhofer et al., 2003).

V uhlí sloje Prokop je minerální hmota hojnější spíše ve spodních částech profilu a její cyklické změny odpovídají průběhu změn celkové popelnatosti. Z této skutečnosti by se dalo usuzovat, že směrem do nadloží klesal přínos klastů a rašeliniště tedy nabývalo ombrotrofického charakteru. Tomu by také odpovídalo nahromadění klastických jílových minerálů, které byly do rašeliniště přineseny vodou, především ve spodních partiích sloje, jež vznikaly v raných fázích rašeliniště. Karbonáty jsou přítomné v celém profilu, ale vyšších obsahů dosahují v jeho svrchní polovině. Mají pravděpodobně diagenetický původ, kdy byly sekundárně vysráženy z roztoků.

Jestliže uhlí obsahuje malé množství popela, bylo pravděpodobně uloženo v rašeliništi ombrotrofického typu, ale v úvahu se musí vzít také možnost sekundárního vyloučení minerálů (Gmur & Kwiecinska, 2002). Obsah popela do 5% je charakteristický pro recentní ombrotrofická rašeliniště v Indonésii (Ruppert et al., 1993), neznamená to však, že všechna reotrofická rašeliniště mají podíl popela vysoký (Wüst, 2001). Nízká popelnatost může být také způsobena vyvločkováním jílových minerálů u okraje říčního kanálu díky rozdílu v pH mezi říční a rašeliništní vodou. Dalším důvodem může být primárně malý klastický přínos během akumulace rašeliny a v úvahu připadá i velká rozloha původního rašeliniště, takže části v jeho středu byly již příliš daleko od zdroje klastů (Greb et al., 2002). Nízký podíl popela bývá také v rašelině, jež se vytvořila v lagunárním prostředí (Sachsenhofer et al., 2003).

Vysoká popelnatost bývá v uhlí, které se vytvořilo na piedmontní plošině (Gmur & Kwiecinska, 2002). Obsah popela spolu se sírou roste také laterálně ze středu k okrajům rašeliniště (Eble et al., 1994). Minerální materiál mohl být do rašeliniště přinesen, avšak mohl být také vyloučen během diagenese z roztoků cirkulujících uhlonosnými sedimenty a nezávislých na typu původního rašeliniště. Postupný nárůst popelnatosti by mohl být i znak blízkosti říčního paleokanálu a ve vertikálním směru přítomnosti proplátku (Greb et al., 2002).

Obsah popela vykazuje celoslojový trend úbytku směrem do nadloží kromě několika vzorků se zvýšenými obsahy. Jelikož popeloviny byly do rašeliniště přinášeny ve vodní suspenzi, značí jejich rozložení v uhlí sloje Prokop přechod z vlhčích do sušších podmínek. Možnost sekundárního vyloučení minerální hmoty a snížení jejího primárně velkého obsahu není pravděpodobná, neboť v celém profilu jsou přítomné sekundární karbonáty. Také k vysrážení jílových minerálů na rozhraní rašeliniště s říční vodou díky rozdílu pH patrně

nedocházelo, protože v blízkosti nebyly nalezeny žádné fluviální sedimenty značící přítomnost koryta. Efekt velké rozlohy původního rašeliniště se nedá vyloučit vzhledem k faktu, že k dispozici je pouze jeden profil slojí Prokop.

### 7.5. Hodnoty indexů

Zvýšené hodnoty indexu TPI (tissue preservation index) značí dominanci stromů v původní vegetaci a vlhké prostředí (Gmur & Kwiecinska, 2002). Může to být také způsobeno nízkými hodnotami pH, které vedly ke snížení bakteriální aktivity a k větší míře zachování pletiv. Rozdílná je také odolnost vůči rozkladu mezi materiály z jednotlivých druhů rostlin. Podle Diessela (1992) se nedá vysoký index TPI považovat za znak lesního rašeliniště, ale pouze za doklad příznivých podmínek k zachování pletiv. Snížení hodnot TPI může být důsledek ovlivnění rašeliniště mořem (Diessel & Gammidge; 1998), tato možnost však v případě sloje Prokop nepřipadá v úvahu. Další příčinou nízkého TPI mohou být absence lesa či extrémní sucha (Diessel, 1992). Podle Scotta (2002) se index TPI nedá použít k určení původní hustoty porostu stromů, neboť existovaly také stromy bez dřevnaté hmoty a dřevnaté rostliny.

Na celkově vlhké podmínky v rašeliništi spíše reotrofického typu (Gmur & Kwiecinska, 2002) či ovlivnění mořem (Sachsenhofer et al., 2003) ukazuje vysoký index GI (gelification index). Nízké hodnoty jsou typické pro rašelinu vytvořenou v lagunárních podmínkách nebo to může být znak celkově sušších poměrů v rašeliništi (Sachsenhofer et al., 2003).

Diessel & Gammidge (1998) určili pro rašelinu s hodnotami indexu GWI (groundwater influence index) menší než 1 vznik v ombrotrofickém rašeliništi, rašelinu s hodnotami 1 až 5 umístili do mezotrofického rašeliniště a pro hodnoty větší než 5 popsali rašeliniště jako reotrofické. Nižší hodnoty indexu jsou charakteristické pro uhlí vzniklé v lagunárním prostředí, naopak mořská transgrese má za následek jeho navýšení (Sachsenhofer et al., 2003).

Nízké hodnoty indexu VI (vegetation index) mívá uhlí z lagunárního prostředí a rašelina, jež byla ovlivněna mořskou transgresí (Sachsenhofer et al., 2003).

V uhlí sloje Prokop se hodnoty indexu TPI pohybují od 0,1 do 3,6 a průměrná hodnota je 0,6. Kromě několika odlehlých hodnot zhruba větších než 1,5 se většina výsledků pohybuje mezi hodnotami 0,3 až 1. Index TPI je tedy poměrně nízký. Podmínky pro zachování pletiv proto nebyly v rašeliništi příliš dobré a jejich nejpravděpodobnější příčinou byla suchá období.

Hodnoty indexu GI mají minimum 1,4 a maximum 45,1 a průměr je 5. Opět lze vymezit několik odlehlých hodnot zhruba větších než 8, ale většina výsledků má hodnotu od 1,4 do 6. Také index GI tedy nedosahuje vysokých hodnot. Vysvětlení tohoto jevu přítomností laguny nepřipadá v případě sloje Prokop v úvahu, proto je nejpravděpodobnější dominance suchých podmínek v rašeliništi.



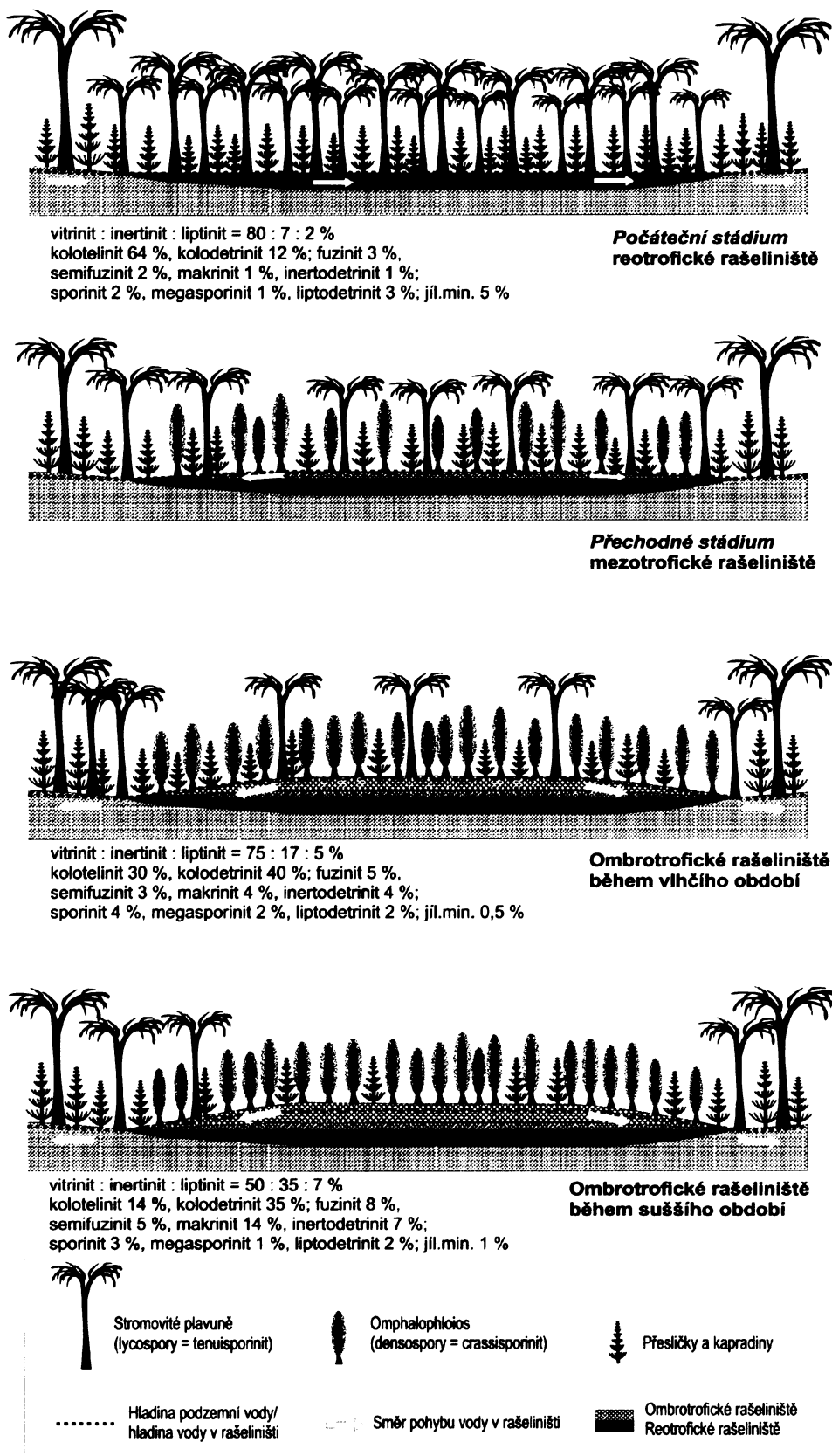
## **8. Interpretace**

Rašeliniště sloje Prokop se vytvořilo na území hornoslezské pánve po ústupu moře koncem spodního namuru, jehož dokladem je mořský horizont Gaeblera, nejvyšší mořské patro pánve.

V bezprostředním podloží sloje Prokop se nachází poloha křemence, tzv. ganistru. Ganistr je jeden z důkazů hiátu, jehož trvání je odhadováno na 1 až 3 miliony let (Martinec & Kožušníková, 1997), interpretovaný jako fosilní půda silkretového typu, která se začala tvořit po mořské regresi následkem globálního ochlazení na hranici mississip/pennsylvan (Martinec & Kožušníková, 1997). Pro její vznik jsou nutné humidní podmínky spojené s kontrastním střídáním suchých a vlhčích period se srážkami, při nichž panovaly nižší teploty. Hladina podzemní vody oscilovala poměrně mělko pod povrchem a fosilní podzolizace probíhala v době akumulace uhelné hmoty sloje Prokop.

Poté se v dané oblasti začalo vyvíjet rašeliniště sloje Prokop. Na počátku mělo reotrofický charakter s plochým povrchem, který odpovídal regionální úrovni vodní hladiny. Naznačuje to vyšší obsah vitrinitu ve spodních partiích profilu sloje, především pak kolotelinitu. K lepšímu zachování těchto strukturních macerálů přispěla vyšší úroveň vodní hladiny, která bránila intenzivní oxidaci rostlinných pletiv a jejich následnému rozkladu. Hladina vody se stabilně udržela přibližně v úrovni povrchu rašeliniště. Naopak detritických macerálů vitrinitu je menší množství a také obsah macerálů inertinitu naspođu sloje je mizivý. Zvýšený obsah popelovin zejména ve formě klastických jílových minerálů svědčí o přínosu minerální hmoty z okolí rašeliniště a je proto dalším jasným dokladem jeho reotrofického režimu.

V další etapě vývoje rašeliniště došlo patrně k vyklenování povrchu a k pozvolnému přechodu do ombrotrofického typu rašeliniště s vyklenutým povrchem. Dokladem tohoto vývoje je celoslojový trend úbytku strukturních macerálů vitrinitu (především kolotelinitu) za současného nárůstu detrovitrinitu, respektive kolodetrinitu. Pro tuto skutečnost svědčí také celkově neobvykle vysoký podíl inertinitu typický pro celou zbývající mocnost sloje Prokop, který vznikl v suchých podmínkách. Zatímco macerál fuzinit mohl vznikat také požárem korun stromů v rašeliništi s otevřenou vodní hladinou, semifuzinit, jehož obsah se v uhlí sloje Prokop pohybuje kolem 8 %, se vytvořil pravděpodobně spíše pomalejší oxidací již částečně humifikovaného rostlinného materiálu. Tomu odpovídá i neobvykle hojný výskyt macerálu makrinitu, jenž představuje gely vzniklé ve vodním prostředí, které byly následně oxidovány



Obr. 13: Interpretace hydrologického a vegetačního vývoje rašeliniště slaje Prokop v okolí profilu. Uvedeny jsou průměrné obsahy macerálových skupin a vybraných macerálů.



(ICCP System, 1994). Důkazem svědčícím o pravděpodobném vzniku ombrotrofického rašeliniště je též snižování obsahu popela směrem do nadloží. Obsahy klastických minerálů (jílové minerály) se od báze sloje do nadloží snižují a od vzorku P1/42 se již prakticky nevyskytují. Mezi další znaky patří převaha crassisporinitu (densospor) v uhlí sloje Prokop. Tyto spory byly mimo jiné produkovány také rostlinami, jež patrně rychle kolonizovaly prostor uvolněný po ústupu stromovitých plavuní. Tyto plavuně rostly hlavně v rašeliništích s otevřenou vodní hladinou a po jejím poklesu s přechodem na ombrotrofické rašeliniště se přestaly na daném území vyskytovat. Tlustší stěna crassispor je interpretována jako obrana rostlin přílišnému vysychání. Na sušší podmínky ukazují také známky oxidace a koroze spor v inertinitem bohatém uhlí.

Mezi další doklady podmínek v rašeliništi patří hodnoty indexů TPI a GI. Poměrně nízké hodnoty indexu TPI značí špatné podmínky pro zachování pletiv v rašeliništi. Snížení hodnot bývá obvykle vysvětlováno buď charakterem vegetace, ve které převažovaly bylinné porosty. Crassisporinit pochází z malých plavuní. Avšak nejpravděpodobnější patrně bude dominance suchých podmínek vedoucích k intenzivnější oxidaci a rozkladu nekromasy. Tato skutečnost je tedy v souladu s verzí ombrotrofického rašeliniště. Rovněž hodnoty indexu GI nejsou vysoké a jsou typické pro relativně suchá rašeliniště a opět odpovídají předpokládanému ombrotrofickému stádiu vývoje rašeliniště (Sachsenhofer et al., 2003). Hodnoty indexu GI vykazují cyklické změny, které odpovídají cyklům vitrinitu. Naopak hodnoty indexu TPI jsou velmi nízké a není zde možné vypožorovat nějaké cykly. Indexy jsou tedy pravděpodobně ovlivněny spíše změnou charakteru vegetace, než podmínkami panujícími v rašeliništi.

Podle mocnosti uhelné hmoty a míry kompakce rašeliny je možné odhadnout délku její akumulace. Mocnost sloje Prokop v místě vrtu je 11 m. Velikost kompakce rašeliny se určuje podle obsahu popelovin, charakteru uhelné hmoty a stupně prouhelnění. Vezme-li se míra kompakce rašeliny 1:10 (Calder, 1993), odpovídá 11 m uhelné hmoty přibližně 110 m rašeliny. Odhad rychlosti akumulace rašeliny v tropických karbonských rašeliništích se obvykle klade do intervalu mezi 1 až 2 mm za rok (Calder, 1993). Celkovou dobu tvorby sloje lze tak odhadovat na 55 000 až 110 000 let. Jelikož však uhelná hmota sloje Prokop obsahuje velké množství inertinitu, který značí vysokou míru oxidace a zahrnuje možnou degradaci části organické hmoty včetně přítomnosti hiátů, mohl být celkový průměrný přírůstek rašeliny nižší, jen kolem 0,5 mm za rok. Této možnosti nasvědčují i zvýšené obsahy liptinitu (zejména sporinitu) v inertinitem bohatých úsecích sloje, vzniklých patrně v důsledku oxidace

rostlinných pletiv a druhotným nabohacením rašelinného rezidua o chemicky odolnější komponenty. V takovém případě by rašeliniště sloje Prokop vzniklo za 220 000 let.

Pro profil sloje Prokop jsou charakteristické cyklické změny obsahů jednotlivých macerálů. V případě pozitivních cyklů minima obsahu vitrinitu odpovídají maximům obsahů liptinitu a inertinitu, při negativních cyklech je tomu naopak. Ze skupiny liptinitu především macerál sporinit jeví shodu v maximech s inertinitem. To by mohlo značit zvýšenou míru oxidace a intenzivní rozklad organické hmoty, který způsobil nabohacení rašeliny velmi odolným sporinitem (Taylor et al., 1998). Přechody z pozitivních cyklů, charakteristických sníženými obsahy vitrinitu a nárůstem množství inertinitu, do negativních cyklů, bohatších na vitrinit a chudších na inertinit, jsou v dolní polovině sloje spíše pozvolné, zatímco v horní části se jedná o náhlé změny. Přechody z negativních do pozitivních cyklů mají také v dolní polovině profilu pozvolný charakter a ve svrchních partiích jsou spíše náhlého typu. Mocnost jednotlivých cyklů se pohybuje okolo 1 m a délka jejich trvání je tedy zhruba 500 až 1 000 let. V případě nejpomalejší akumulace rašeliny (0,5 mm za rok) by cykly trvaly 2 000 let. Jsou tedy příliš krátké, aby se za jejich možnou příčinu mohl považovat jeden ze tří Milankovičových cyklů trvajících 21 000, 42 000 a 96 000 let. Cyklické změny obsahů macerálů tedy odrážejí změny úrovně vodní hladiny, které byly způsobeny patrně pouze krátkodobými klimatickými oscilacemi, jež byly doprovázeny obdobími, kdy nedocházelo k akumulaci rašeliny (Martinec et al., 1990). Pozitivní cykly vznikaly v době suššího podnebí, jež bylo vystřídáno periodou se srážkami a více vyrovnaným klimatem. Hladina vody byla zřejmě blízko povrchu rašeliniště, které mohlo být i dočasně ponořené, avšak pravděpodobně nedošlo k přechodu na reotrofický typ vzhledem k nízké popelnatosti. Přechody mezi těmito kontrastními klimatickými obdobími byly patrně v prvních fázích vývoje rašeliniště pozvolnějšího typu, avšak později nabyly náhlého charakteru. Sušší periody, kdy bylo patrně klima méně vyrovnané a hladina vody kolísala, se projevíly nárůstem obsahů inertinitu, především pak semifuzinitu, fuzinitu, makrinitu a inertodetrinitu. Tato skutečnost značí, že rašeliniště bylo závislé spíše na přínosu vody ze srážek a nebyla v něm stálá vodní hladina. Jeho charakter byl tedy patrně ombrotrofický.

V nadloží sloje Prokop se nachází vrstva jílovců a prachovců, jež patrně svědčí o ukončení existence rašeliniště zaplavením oblastí. Jeho příčina není jasná, ale pravděpodobná je zvýšená subsidence území.

Mocnost sloje Prokop je v rámci hornoslezské pánve velmi proměnlivá. Příčinou těchto změn mohla být migrace rašeliniště či nerovnoměrná míra akumulace uhelné hmoty a subsidence pánve (Kedzior, 2001). Bojkowski & Porzycki (1983) zkoumali uhlí slojí

sedlových vrstev (střední namur) v polské části hornoslezské pánve a vymezili zde pět facií: ponořenou, vynořenou a přechodnou telmatickou, terestriální a limnickou. První dvě facie zahrnovaly humolity, zatímco poslední facie představovala sapropelové uhlí. Jednotlivé facie se v tomto uhlí střídají a vývoj rašeliniště zde byl tedy pestřejší, než je tomu v případě sloje Prokop. Nicméně v ponořené telmatické facii dominovaly tenuispority a uhlí bylo bohaté na vitrinit. Ve vynořené telmatické facii naopak převládal crassisporinit a celkově zde vykazovaly liptinit a především inertinit nárůst obsahů na úkor vitrinitu. Jestliže tedy v uhlí sloje Prokop dominuje crassisporinit spolu s inertinitem, byly podmínky relativně sušší a rašelina se akumulovala nad úroveň vodní hladiny.

## 9. Závěr

Souvislý profil sloje Prokop o mocnosti 11 m v místě jejího spojení s nadložní sloují č. 39 (506 – 510), odebraný z vrtu v dobývacím prostoru Dolu Darkov ve východní části ostravsko-karvinského revíru, byl studován pomocí petrografických a chemicko-technologických metod s cílem rekonstruovat hydrologický vývoj rašeliniště v místě profilu.

Vrtné jádro bylo makropetrograficky popsáno a profil byl rozdělen do 129 vzorků. Získané vzorky, jejichž mocnost kolísá od 4 do 16 cm a průměrně dosahují 8 cm, byly podrobeny macerálové analýze. Dle standardních postupů bylo zjištěno zastoupení jednotlivých macerálových skupin a minerální příměsi v uhelné hmotě a tyto hodnoty spolu s naměřenými obsahy popela byly poté graficky zpracovány při tvorbě profilu sloje Prokop.

Uhlí sloje Prokop zahrnuje matné až matné páskované černouhelné orto- až metatypy. Uhelná hmota obsahuje neobvykle velký podíl inertinitu na úkor obsahu vitrinitu. Tímto složením se sloj Prokop spolu s dalšími slojemi sedlových vrstev výrazně odlišuje od ostatních sloují v ostravsko-karvinském revíru s výraznou převahou inertinitu. Celková popelnatost je poměrně nízká, její průměrná hodnota je pouze 5,2 hmotnostních %.

Výsledky macerálové analýzy ukazují na existenci cyklických změn obsahů jednotlivých macerálů i minerální příměsi. Mocnost cyklů kolísá od 0,5 m do 2 m. Popsán byl celkový charakter cyklů, jejich pozvolné i náhlé přechody a odhadnuta byla také přibližná délka jejich trvání. Ta se pohybuje v rozmezí od 500 do 1 000 let. V případě pomalejší akumulace rašeliny následkem oxidace organické hmoty, indikované zvýšeným obsahem inertinitu a zvýšenou koncentrací sporinitu, však délka cyklů může být až 2 000 let. Bylo zjištěno, že s cyklickými změnami vitrinitu inverzně korespondují cykly inertinitu a liptinitu. Inertinit patrně vznikl v obdobích s méně stálým klimatem, kdy docházelo patrně k častému poklesu vodní hladiny pod úroveň povrchu rašeliniště snad v důsledku klimatických výkyvů. Naopak vitrinit se pravděpodobně tvořil v dobách s celkově vlhčím klimatem, kdy se hladina vody častěji pohybovala v úrovni povrchu rašeliniště nebo v jeho blízkosti. Nízká popelnatost však ukazuje, že však zřejmě nedošlo ke zvratu na reotrofický typ a rašeliniště si udrželo stále dómovitý charakter (vrchoviště).

S tím se shoduje i celoslojový trend úbytku popelnatosti a kolotelinitu a naopak nárůstu obsahu macerálu kolodetrinitu. Také minerální příměs jeví trend úbytku směrem do nadloží a stejně tak klastické jílové minerály, které od vzorku P1/42 prakticky zcela vymizely. Diagenetické sulfidy a karbonáty jsou přítomny v celém profilu.

Hodnoty indexu TPI jsou velmi nízké a není u nich možné vypožorovat cyklické změny. Naopak hodnoty indexu GI se cyklicky mění v souladu s cykly vitrinitu, přestože také

nedosahují vysokých hodnot. Indexy jsou tedy patrně ovlivněny spíše změnou vegetace, než charakterem podmínek panujících v rašeliništi.

Z celkové 11 m mocnosti profilu byla odhadnuta doba trvání vývoje rašeliniště v intervalu 55 000 - 110 000 let. Při výpočtu bylo uvažováno s hodnotami rychlosti akumulace rašeliny 1 až 2 mm/rok a mírou kompakce 1:10. Vezme-li se v úvahu vysoký obsah inertinitu v uhelné hmotě a tedy pomalejší rychlost akumulace (pouze 0,5 mm za rok), případně možný výskyt hiátů, pohybuje se délka tvorby sloje Prokop okolo 220 000 let.

Ze získaných výsledků vyplývá, že rašeliniště, v němž se tvořila uhelná hmota sloje Prokop, se začalo vyvíjet jako zpočátku vlhčí planární typ. Velmi brzy však patrně začalo nabývat ombrotrofického charakteru. Pro tuto hypotézu svědčí výše popsané celoslojové trendy jednotlivých macerálů, popelnatosti i minerální příměsi, celkově značně vysoký obsah inertinitu v celém profilu i charakter cyklických změn. Z těch je možné usuzovat, že rašeliniště bylo zřejmě závislé na dotaci vody srážkami a nebyla v něm trvale otevřená vodní hladina. Cyklické změny totiž pravděpodobně kopírují střídání period bohatých na srážky, kdy vznikalo větší množství vitrinitu a méně inertinitu, s obdobími sucha, z nichž se zachovalo mnoho inertinitu (převážně semifuzinitu, fuzinitu, makrinitu a inertodetrinitu) a liptinitu (hlavně sporinitu). Na celkově sušší podmínky v rašeliništi také ukazuje naprostá převaha crassisporinitu (densospory) nad tenuisporinitem (lycospory) a známky oxidace a koroze na sporách. Proto by bylo možné považovat rašeliniště za ombrotrofické.

V nadloží sloje Prokop se nachází vrstva jílovců a prachovců, jež pravděpodobně svědčí o ukončení existence rašeliniště zaplavením oblasti. Příčina není jasná, může ale souviset se zvýšenou subsidencí oblasti.

## **10. Seznam literatury**

- Bend, S.L. (1992): The origin, formation and petrographic composition of coal.- Fuel. 71, 851-870. London
- Beneš, K. (1958): Hornoslezská pánev z hlediska petrografie a kvality uhlí se zvláštním zřetelem k OKR.- Krajské nakladatelství v Ostravě, 80. Ostrava
- Bojkowski, K., Porzycki, J. (1983): Geological problems of coal basins in Poland III; Kmiecik, H., Knafel, S.: Determination of the processes and conditions influencing the deposition and composition of coal.- Polish Geological Institute. 195-237. Warsaw
- Calder, J.H. (1993): The evolution of a ground-water-influenced (Westphalian B) peat-forming ecosystem in a piedmont setting: The No. 3 seam, Springhill coalfield, Cumberland Basin, Nova Scotia.- Geological Society of America, Special Paper. 286, 153-180. New York
- Calder, J.H., Gibling, M.R., Mukhopadhyay, P.K. (1991): Peat formation in a Westphalian B piedmont setting, Cumberland basin, Nova Scotia: implications for the maceral-based interpretation of rhotropic and raised paleomires.- Bulletin de la Société géologique de France. 162, 2, 283-298. Paris
- Crosdale, P.J., Sorokin, A.P., Woolfe, K.J., Macdonald, D.I.M. (2002): Inertinite-rich Tertiary coals from the Zeya-Bureya Basin, Far Eastern Russia.- International Journal of Coal Geology. 51, 215-235. Amsterdam
- Diessel, C.F.K.: Macerals as coal facies indicators.- MS Department of Geology, The University of Newcastle, N.S.W. 2308. Australia
- Diessel, C.F.K., Gammidge, L. (1998): Isometamorphic variations in the reflectance and fluorescence of vitrinite – a key to depositional environment.- International Journal of Coal Geology. 36, 167-222. Amsterdam
- DiMichele, W.A., Phillips, T.L. (1994): Paleobotanical and paleoecological constraints on models of peat formation in the Late Carboniferous of Euramerica.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 106, 39-90. Amsterdam
- Dopita, M. (1988): Sedlové vrstvy ostravsko-karvinského revíru.- MS autoreferát disertace k získání vědecké hodnosti doktora geologických věd, geologická knihovna přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Praha
- Dopita, M. et al. (1997): Geologie české části hornoslezské pánve.- Ministerstvo životního prostředí České republiky, 280. Frýdek- Místek

- Dopita, M., Havlena, V., Pešek, J. (1985): Ložiska fosilních paliv.-SNTL/ Alfa, 264. Praha-Bratislava
- Gmur, D., Kwiecinska, B.K. (2002): Facies analysis of coal seams from the Cracow Sandstone Series of the Upper Silesia Coal Basin, Poland.- International Journal of Coal Geology. 52, 29-44. Amsterdam
- Grady, W.C., Eble, C.F. (1990): Relationships among macerals, minerals, miospores and paleoecology in a column of Redstone coal (Upper Pennsylvanian) from north-central West Virginia (U.S.A.).- International Journal of Coal Geology. 15, 1-26. Amsterdam
- Greb, S.F., Eble, C.F., Hower, J.C., Andrews, W.M. (2002): Multiple-bench architecture and interpretations of original mire phases – Examples from the Middle Pennsylvanian of the Central Appalachian Basin, USA.- International Journal of Coal Geology. 49, 147-175. Amsterdam
- Havlena, V. (1964): Geologie uhelných ložisek 2.- Nakladatelství Československé akademie věd, 440. Praha
- Havlena, V. (1965): Geologie uhelných ložisek 3.- Nakladatelství Československé akademie věd, 384. Praha
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP) (1998): The new vitrinite classification (ICCP System 1994).- Fuel. 77, 5, 349-358. London
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP) (2001): The new inertinite classification (ICCP System 1994).- Fuel. 80, 459-471. London
- Kedzior, A. (2001): Identification of the fluvial-channel tracts based on thickness analysis: Zabrze Beds (Namurian B) in the Main Anticline and Bytom-Dabrowa Trough of Upper Silesia Coal Basin, Poland.-Annales Societatis Geologorum Poloniae.71,21-34. Lublinie
- Marques, M. (2002): Coal facies and depositional environments of the Aurora and Cabeza de Vaca Units, Penarroja – Belmez – Espiel Coalfield (Cordoba, Spain).- International Journal of Coal Geology. 48, 197-216. Amsterdam
- Martinec, P. et al. (2005) : Atlas uhlí české části hornoslezské pánve.- Nakladatelství Anagram s.r.o., 64. Ostrava
- Pešek, J. et al. (1998): Paleogeographic Atlas- Late Paleozoic and Triassic Formations, Czech Republic.-Czech Geological Survey, 56. Praha
- Ruppert, L.F., Neuzil, S.G., Cecil, C.B., Kane, J.S. (1993): Inorganic constituents from samples of a domed and lacustrine peat, Sumatra, Indonesia.- Geological Society of America, Special Paper 286. 83-96. Boulder

- Sachsenhofer, R.F., Privalov, V.A., Izart, A., Elie, M., Kortensky, J., Panova, E.A., Sotirov, A., Zhykalyak, M.V. (2003): Petrography and geochemistry of Carboniferous coal seams in the Donets Basin (Ukraine): implications for paleoecology.- *International Journal of Coal Geology*. 55, 225-259. Amsterdam
- Scott, A.C. (2002): Coal petrology and the origin of coal macerals: a way ahead?.- *International Journal of Coal Geology*. 50, 119-134. Amsterdam
- Scott, A.C., Jones, T.P. (1994): The nature and influence of fire in Carboniferous ecosystems.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 106, 91-112. Amsterdam
- Smith, A.H.V. (1962): The Palaeoecology of Carboniferous Peats based on the Mispores and Petrography of Bituminous Coals.- *Proceedings Yorkshire Geological Society*. 33, 4, 19, 423-474. Leeds
- Stach, E., Mackowsky, M.-Th., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D., Teichmüller, R. (1975): *Stach's Textbook of coal petrology*.-Gebrüder Borntraeger, 428. Berlin-Stuttgart
- Strehlau, K. (1990): Facies and genesis of Carboniferous coal seams of Northwest Germany.- *International Journal of Coal Geology*.15, 245-292. Amsterdam
- Taylor, G.H., Liu, S.Y., Diessel, C.F.K. (1989): The cold-climate origin of inertinite-rich Gondwana coals.- *International Journal of Coal Geology*. 11, 1-22. Amsterdam
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P. (1998): *Organic Petrology*.-Gebrüder Borntraeger, 704. Berlin-Stuttgart
- Valterová, P. (1987): *Studie OKR. Mikrofloristická charakteristika karvinského souvrství*.- MS GPO. Ostrava
- Varma, A.K. (1996): Facies control on the petrographic composition of inertitic coals.- *International Journal of Coal Geology*. 30, 327-335. Amsterdam
- Wüst, R.A.J., Bustin, R.M. (2001): Low-ash peat deposits from a dendritic, intermontane basin in the tropics: a new model for good quality coals.- *International Journal of Coal Geology*. 46, 179-206. Amsterdam
- Yeo, G.M., Kalkreuth, W.D., Dolby, G., White, J.C. (1988): Preliminary report on petrographic, palynological, and geochemical studies of coals from the Pictou Coalfield, Nova Scotia.- in *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 88-1B*, p. 29-40. Ottawa
- Zdanowski, A., Zakowa, H. (1995): *The Carboniferous System in Poland*.- Polish Geological Institute, 215. Warszawa



## Seznam zkratek

T - telinit

Kt – kolotelinit

Vd – vitrodetritit

Kd – kolodetritit

Fz – fuzinit

Sf – semifuzinit

Ma – makrinit

Fg – funginit

Sk – sekretinit

Mi – mikrinit

Id – inertodetritit

S - sporinit

MS – megasporinit

Ku – kutinit

Rs – resinit

Ld – liptodetritit

Jm – jílové minerály

Sl – sulfidy

Kb – karbonáty

Všechny vzorky byly mikroskopovány pomocí imerzního objektivu v olejové imerzi s indexem lomu  $n = 1,518$  se zvětšením 40x.

Na tabulích číslo 1 a 2 jsou snímky vzorků reprezentujících počáteční reotrofické stádium rašeliniště. Na tabuli číslo 4 jsou snímky vzorků, které vznikly v ombrotrofickém rašeliništi během suššího období. Na tabuli číslo 6 jsou snímky z vlhčího stádia ombrotrofického rašeliniště.

## **Tabule 1**

Obr. 1 – Makrinit obklopený kolodetrinitem a kolotelinitem s jílovými minerály; vzorek č.1, kusový nábrus

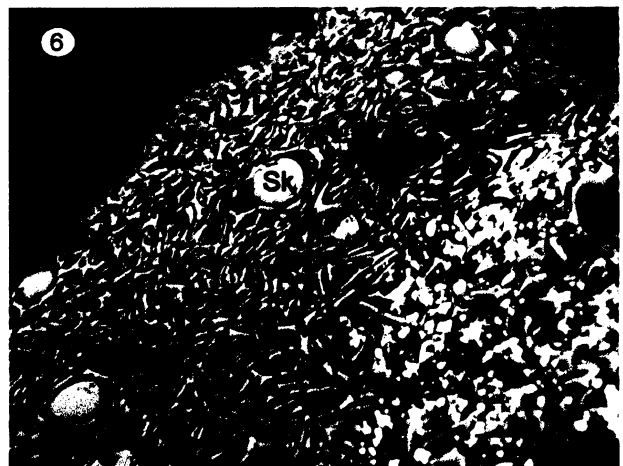
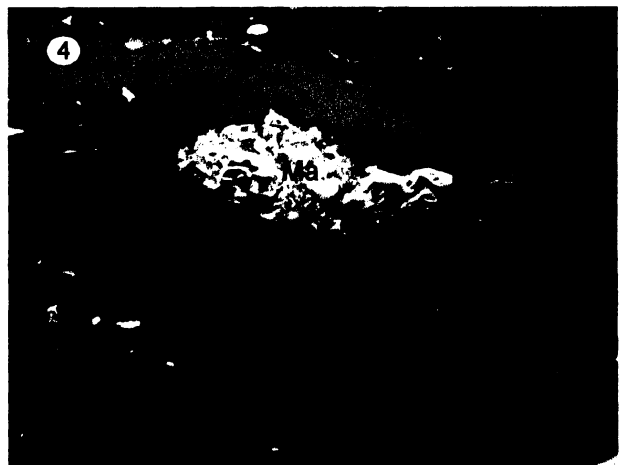
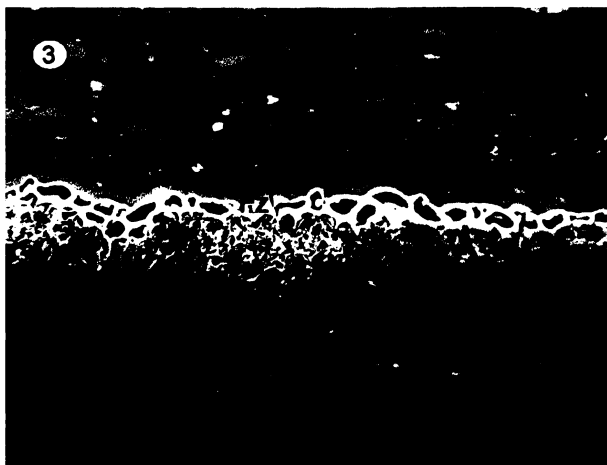
Obr. 2 – Funginit v kolodetrinitu s inertodetrinitem a jílovými minerály, ve spodní části snímku kolotelinit; vzorek č.1, kusový nábrus

Obr. 3 – Přejít fuzinitu do semifuzinitu obklopený kolodetrinitem; vzorek č.1, kusový nábrus

Obr. 4 – Makrinit v kolotelinitu a kolodetrinitu; vzorek č.1, kusový nábrus

Obr. 5 – Semifuzinit v kolodetrinitu s úlomky inertodetrinitu; vzorek č.2, kusový nábrus

Obr. 6 – Fuzinit se sekretinitem a sulfidy; vzorek č.2, kusový nábrus



## **Tabule 2**

Obr. 7 – Funginit a sekretinit; vzorek č.2, zrnový nábrus

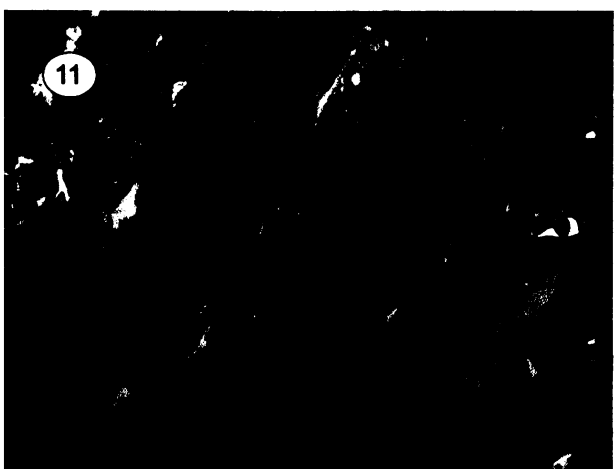
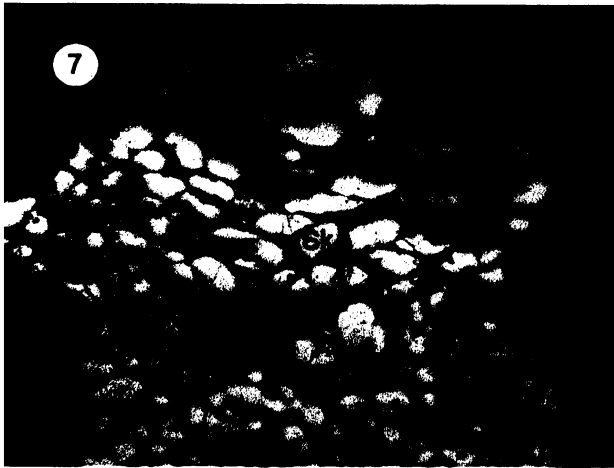
Obr. 8 – Semifuzinit a vitrodetritit; vzorek č.2, zrnový nábrus

Obr. 9 – Fuzinit v kolodetrinitu s úlomky inertodetrinitu; vzorek č.3, kusový nábrus

Obr. 10 – Kolodetrinit s fuzinitem a inertodetrinitem; vzorek č.3, kusový nábrus

Obr. 11 – Kolodetrinit s resinitem a inertodetrinitem; vzorek č.3, zrnový nábrus

Obr. 12 – Kolotelinit a vitrodetritit v zrnu karbonátu; vzorek č.3, zrnový nábrus



### **Tabule 3**

Obr. 13 – Liptodetrinit a inertodetrinit, v levém rohu snímku semifuzinit; vzorek č.7, kusový nábrus

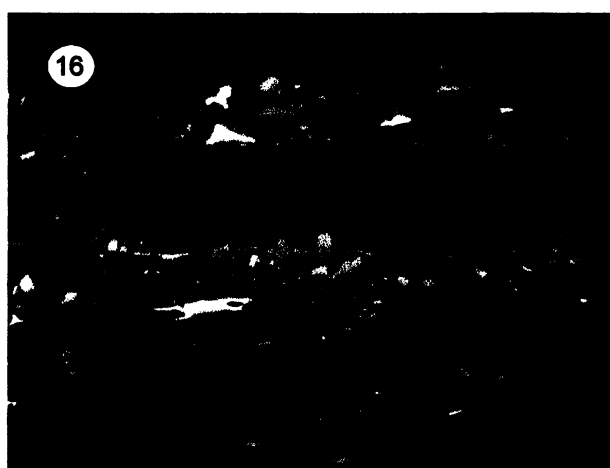
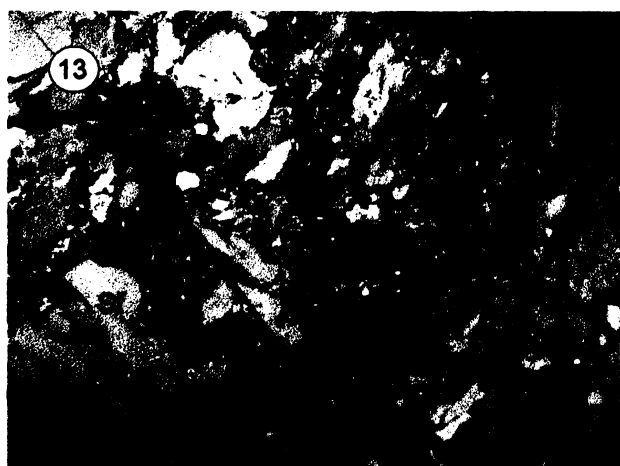
Obr. 14 – Fuzinit a kolodetrinit s inertodetrinitem, v puklině výplň sulfidů; vzorek č.11, kusový nábrus

Obr. 15 – Přejít fuzinitu do semifuzinitu; vzorek č.11, kusový nábrus

Obr. 16 – Megasporinit v kolodetrinitu s inertodetrinitem; vzorek č.14A, kusový nábrus

Obr. 17 – Kutinit a semifuzinit v kolodetrinitu s inertodetrinitem a makrinitem; vzorek č.15, kusový nábrus

Obr. 18 – Semifuzinit a makrinit; vzorek č.15, zrnový nábrus



#### **Tabule 4**

Obr. 19 – Semifuzinit, vitrodetrinit a kolodetrinit s makrinitem a inertodetrinitem; vzorek č.15, zrnový nábrus

Obr. 20 – Kolotelinit a telinit vyplněný jílovými minerály; vzorek č.20, zrnový nábrus

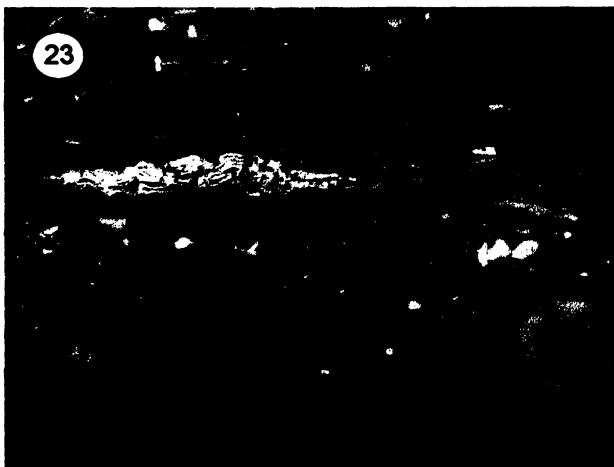
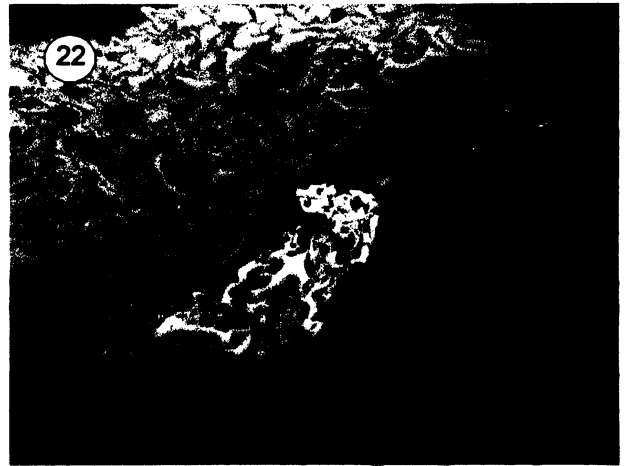
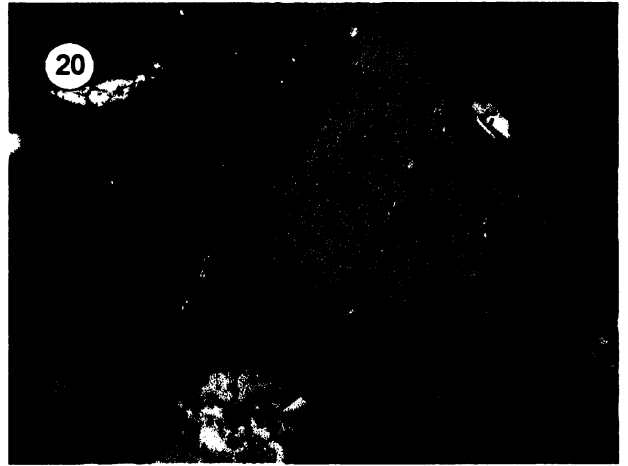
Obr. 21 – Fuzinit a inertodetrinit obklopené zrnky karbonátů; vzorek č.20, zrnový nábrus

Obr. 22 – Fuzinit a semifuzinit, v dolní části snímku telinit vyplněný mikrinitem; vzorek č.21, kusový nábrus

Obr. 23 – Fuzinit a sporinit v kolodetrinitu; vzorek č.21, kusový nábrus

Obr. 24 – Megasporinit vyplněný mikrinitem, obklopený kolodetrinitem se sporinitem, v levém rohu snímku fuzinit; vzorek č.21, kusový nábrus





## **Tabule 5**

Obr. 25 – Kolodetrinit s liptodetrinitem a sporinitem; vzorek č.21, zrnový nábrus

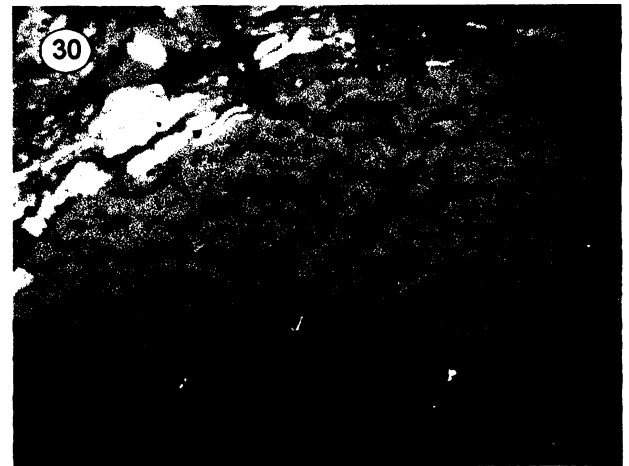
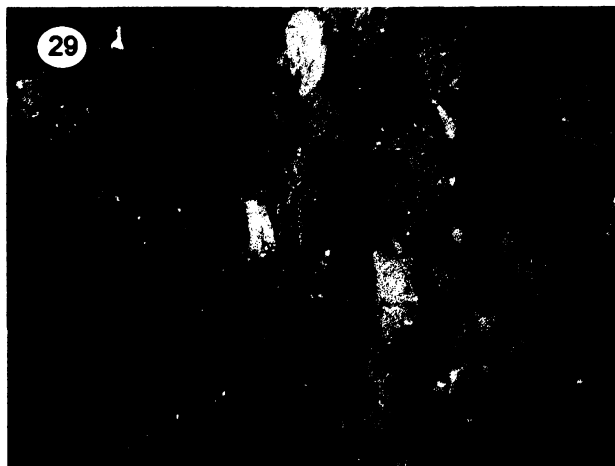
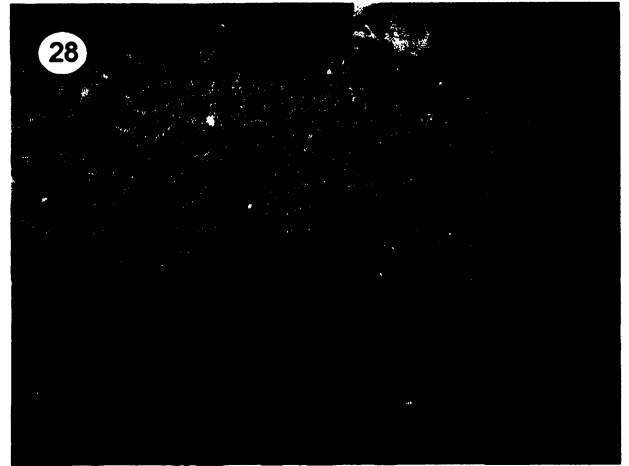
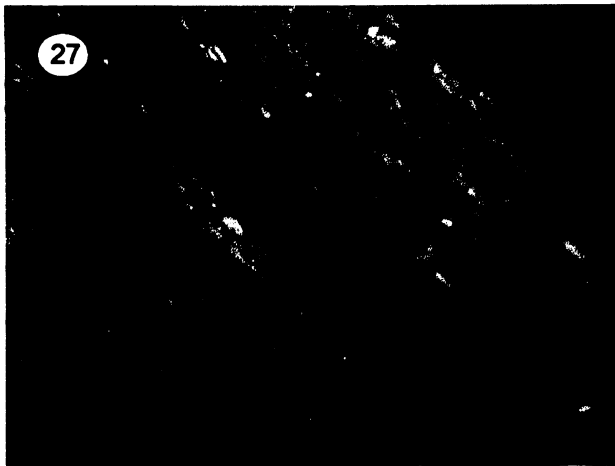
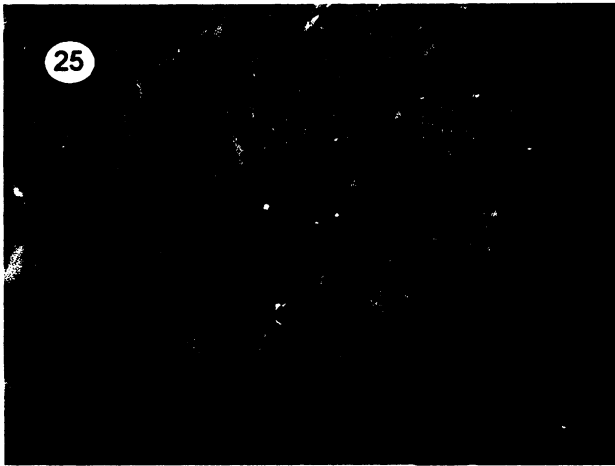
Obr. 26 – Telinit vyplněný mikrinitem; vzorek č.23, zrnový nábrus

Obr. 27 – Megasporinit obklopený kolodetrinitem se sporinitem; vzorek č.25, zrnový nábrus

Obr. 28 – Fuzinit; vzorek č.25, zrnový nábrus

Obr. 29 – Telinit vyplněný mikrinitem; vzorek č.25, zrnový nábrus

Obr. 30 – Telinit vyplněný karbonáty; vzorek č.27, kusový nábrus



## **Tabule 6**

Obr. 31 – Kutinit obklopený kolodetrinitem s úlomky inertodetrinitu a makrinitem; vzorek č.27, kusový nábrus

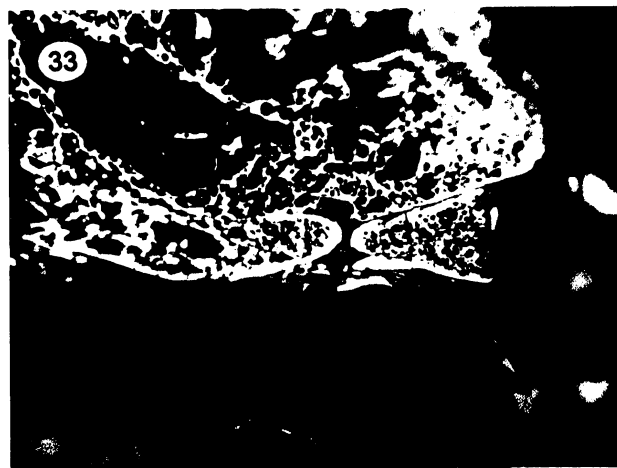
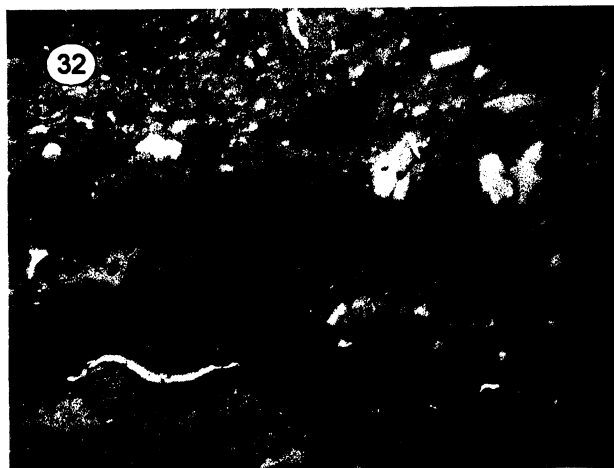
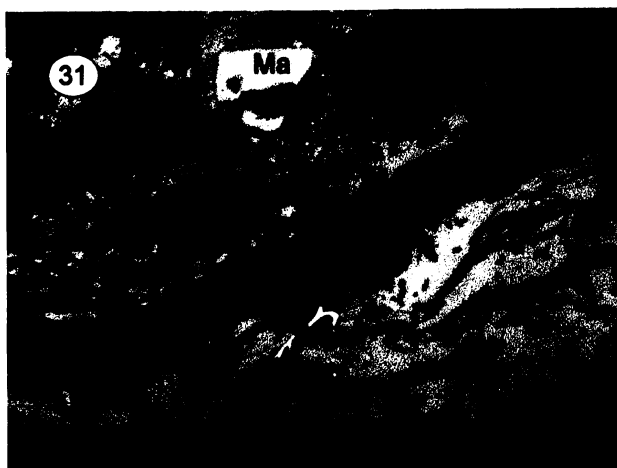
Obr. 32 – Kutinit v kolodetrinitu s inertodetrinitem; vzorek č.27, kusový nábrus

Obr. 33 – Sekretinit a zrna karbonátů; vzorek č.27, zrnový nábrus

Obr. 34 – Kolodetrinit s inertodetrinitem a sporinitem; vzorek č.29, kusový nábrus

Obr. 35 – Fuzinit obklopený kolodetrinitem se sporinitem; vzorek č.29, kusový nábrus

Obr. 36 – Fuzinit a semifuzinit, kolodetrinit s inertodetrinitem a sporinitem; vzorek č.29, zrnový nábrus



## **Tabule 7**

Obr. 37 – Kolotelinit, kolodetrinit s inertodetrinitem a sporinitem, telinit vyplněný mikrinitem; vzorek č.29, zrnový nábrus

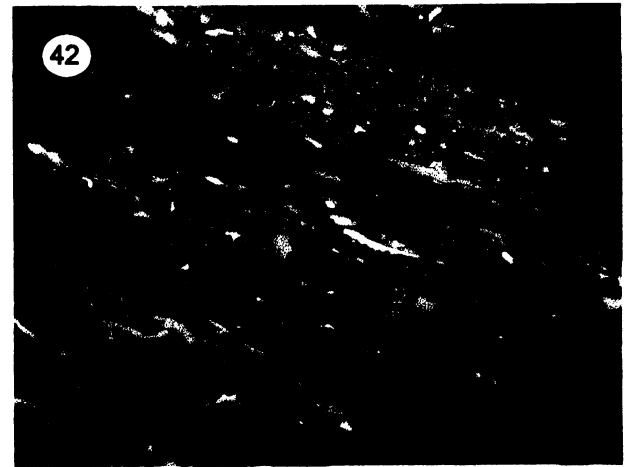
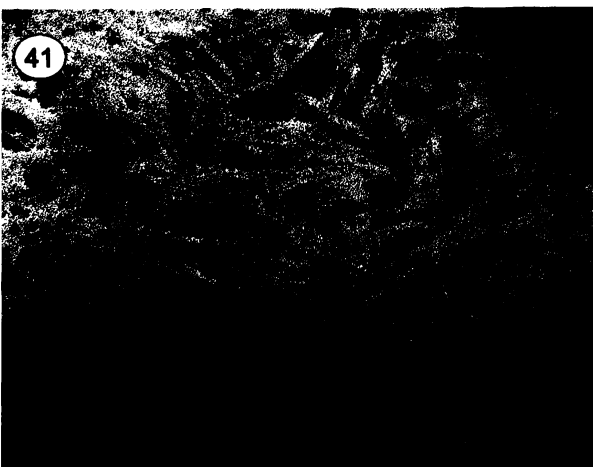
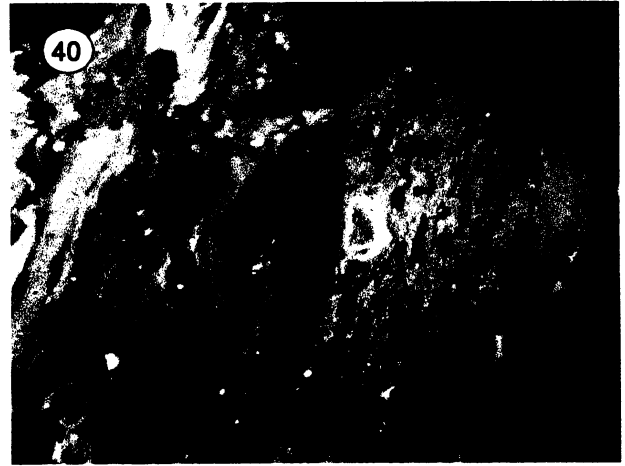
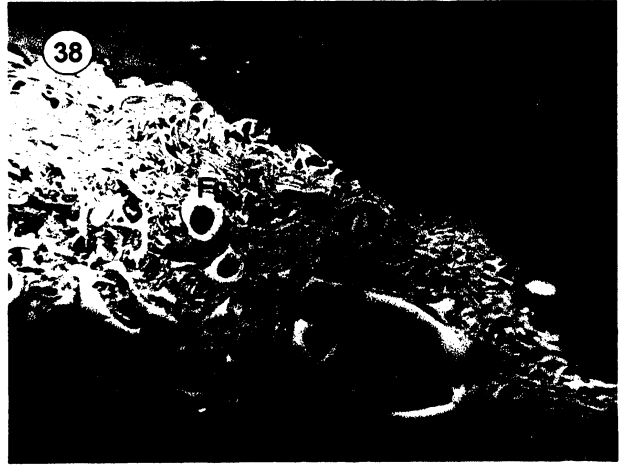
Obr. 38 – Funginit; vzorek č.31, kusový nábrus

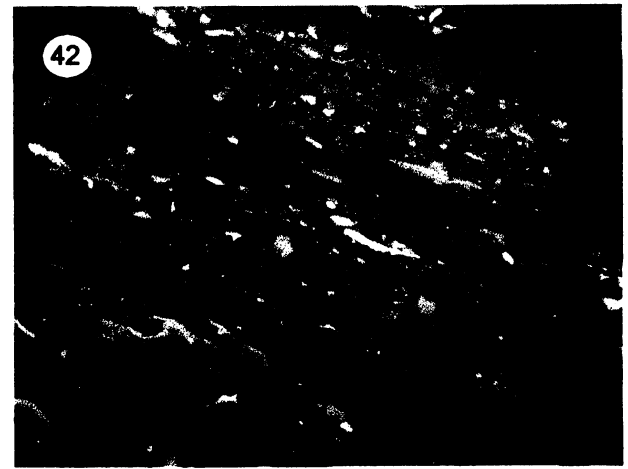
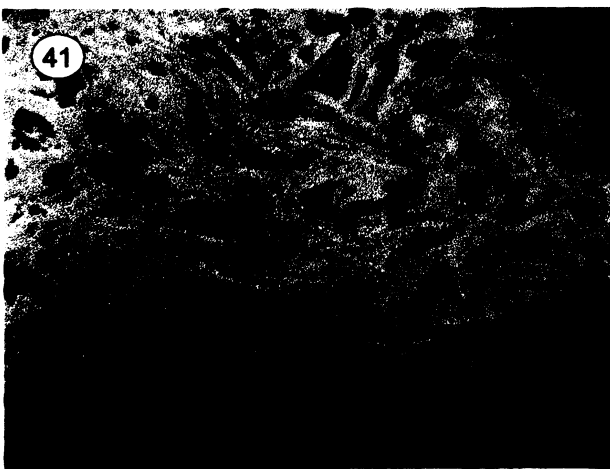
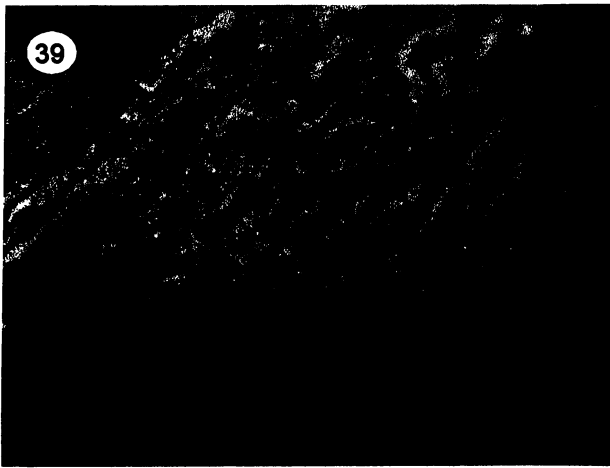
Obr. 39 – Telinit vyplněný mikrinitem; vzorek č.43, zrnový nábrus

Obr. 40 – Megasporinit obklopený kolodetrinitem se sporinitem; vzorek č.51, zrnový nábrus

Obr. 41 – Fuzinit; vzorek č.118, kusový nábrus

Obr. 42 – Kolodetrinit s inertodetrinitem, sporinitem a makrinitem; vzorek č.112, zrnový nábrus







	1P1- 05/056	P1/2- 05/057	P1/3- 05/058	P1/4- 05/059	P1/5- 05/060	P1/6- 05/061	P1/7- 05/062	P1/8- 05/063	P1/9- 05/064	P1/10- 05/065	P1/11- 05/066
Vitrinit	73	81,8	80,4	54,3	58,8	65,4	37,1	90,2	49,4	54	55
Telinit	0,9	0,2	0,2	0,7	0,2	0	0	0	0,4	0	0,4
Kolotelinit	53,4	63,9	58,8	22,6	32,2	41,3	15,3	71,7	17,4	20,3	22
Kolodetrinit	10	11,7	18	27,1	21,3	20,4	15,8	10,6	25,4	28,8	21,8
Vitrodetrinit	8,6	5,3	3	4	5,1	3,7	5,8	7,9	6,3	4,9	10,8
Korpogelinit	0,2	0,7	0,4	0	0	0	0,2	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	54,2	64	58,9	23,3	32,4	41,3	15,3	71,7	17,7	20,3	22,3
Detrovitrinit	18,6	17,1	21,1	31	26,4	24,1	21,6	18,5	31,7	33,7	32,6
Gelovitrinit	0,2	0,7	0,4	0	0	0	0,2	0	0	0	0
Liptinit	11,2	1,7	4,8	11,6	9,7	9,4	3,1	0	3	4,9	4,3
Sporinit	0	0,7	1,8	2,1	2,3	2	0	0	0,2	0,9	1,3
Megasporinit	2,4	0,6	1,3	3,4	1,2	1,4	0	0	0	0,6	1,3
Kutinit	0,2	0,2	0,5	1,7	2,1	2	0,7	0	0,6	1,1	0
Resinit	0,9	0	0,7	0,3	1,2	1,4	0,2	0	0	0	0,2
Exudatinit	0	0	0	0	0	1,1	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	7,7	0,2	0,5	4	2,8	1,6	2,2	0	2,4	2,3	1,6
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	4,8	7,2	10,9	27,4	29,4	21,8	54	9,1	44,8	39	34,6
Fuzinit	2,4	2,9	4,6	10,7	12,1	8,5	9,9	0	10,6	11,9	17,1
Semifuzinit	0,3	1,8	1,3	6,2	6,7	5,3	10,8	0,4	6,5	3,4	7
Funginit	0	0	0	0,2	0,7	0,4	0	0	0,2	0,2	0,2
Sekretinit	0	0	0	0	1,1	0,4	6,5	0,4	5,6	5,1	1,1
Makrinit	0,2	0,6	0,9	3,4	1,6	0,9	12,2	0	9,9	10,9	1,3
Mikrinit	0,5	0,9	1,8	3,8	4,9	4,3	2	6,7	1,1	0,9	1,3
Inertodetrinit	1,4	0,9	2,3	3,1	2,3	2,1	12,6	1,6	10,8	6,6	6,7
Minerály	11	8,6	3,9	6,6	5,3	3,4	5,9	0,8	2,8	2,1	6,1
Jílové min.	10,3	5,1	2,7	6,4	4,9	3,2	5,2	0,4	2,2	1,7	1,6
Sulfidy	0,2	0,9	0	0	0,2	0	0,2	0,4	0,4	0	0,2
Karbonáty	0,5	2,6	1,3	0,2	0,2	0,2	0,5	0	0,2	0,4	4,3
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	2,7941	3,5833	2,6382	1,0691	1,6898	2,0332	0,7725	3,5871	0,666	0,6953	1,1453
GI	17,878	14,714	9,9146	2,89	2,8626	4,1698	1,4805	45,1	2,129	2,9635	1,8279

	P1/12- 05/067	P1/13- 05/068	P1/14 A- 05/069	P1/14 B- 05/069	P1/15- 05/070	P1/16- 05/071	P1/17- 05/072	P1/18- 05/073	P1/19- 05/074	P1/20- 05/075
Vitrinit	51,1	61,8	85,7	61,8	63,7	55,3	67,9	61,9	54,1	43
Telinit	1,1	0,2	0	1,3	0,9	1,7	1,7	0,9	1,3	0,6
Kolotelinit	13,4	23,6	57,9	15,3	29,3	17,3	28,5	22,8	21,3	4,7
Kolodetrinit	29,9	29,1	19,5	35,8	24,2	29,3	30,4	32,1	27,8	28
Vitrodetrinit	6,7	8,7	7,9	9,2	9,2	6,7	7,2	5,8	3,5	9,7
Korpogelinit	0	0,2	0,4	0,2	0	0,4	0,2	0,2	0,2	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	14,6	23,7	57,9	16,6	30,3	19	30,2	23,8	22,6	5,3
Detrovitrinit	36,6	37,8	27,4	45	33,4	35,9	37,5	37,9	31,3	37,7
Gelovitrinit	0	0,2	0,4	0,2	0	0,4	0,2	0,2	0,2	0
Liptinit	6,7	3,5	1,5	1,8	4,6	5,5	6,2	6	5,6	2,8
Sporinit	1,9	1,7	1,1	0,4	1,3	1,3	3	1,9	2,1	0,2
Megasporinit	2,2	1,5	0	0,4	0,7	1,7	1,1	2,6	1,5	0,6
Kutinit	0	0	0	0,2	0,2	0,4	0,2	0,4	0,2	0
Resinit	0,2	0	0	0	0,7	0	0,6	0,4	0,6	0
Exudatinit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	2,4	0,2	0,4	0,9	1,7	2,1	1,3	0,8	1,2	2,1
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	40,3	31,4	12,4	35,8	29,7	37,5	24,7	31,1	38,4	49,1
Fuzinit	11,2	9,3	3,8	11,6	7,9	12,9	5,7	7,4	13,1	6,4
Semifuzinit	12,1	6,5	0,8	5,7	6,1	11	5,8	6,6	8,6	9,8
Funginit	0,4	0,2	0	0	0	0	0,2	0,2	0	0,2
Sekretinit	0,9	0,7	0	1,8	1,3	1	0,9	1,7	2,1	3,6
Makrinit	8,8	7,6	2,6	8,3	4,1	4,8	3,4	5,8	6,5	18,4
Mikrinit	0,9	0,7	0,8	2	2,8	1,5	4,2	6	3,8	3,2
Inertodetrinit	6	6,3	4,5	6,3	7,6	6,3	4,5	3,4	4,2	7,4
Minerály	1,7	3,3	0,4	1,5	2	1,7	1,1	0,9	1,9	5,1
Jílové min.	1,5	0,9	0,4	1,3	1,8	1,3	0,9	0,8	1,7	4
Sulfidy	0	0,2	0	0	0	0	0	0,2	0,2	0
Karbonáty	0,2	2,2	0	0,2	0,2	0,4	0,2	0	0	1,1
Kfemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,7354	0,763	1,79083	0,56689	0,98	0,9032	0,9125	0,797	1,0498	0,3386
GI	2,0444	3,1403	9,7033	2,97034	3,1343	1,9934	4,4625	3,8851	2,3398	2,6017

	P1/21- 05/076	P1/22- 05/077	P1/23- 05/078	P1/24- 05/079	P1/25- 05/080	P1/26- 05/081	P1/27- 05/082	P1/28- 05/083	P1/29- 05/084	P1/30- 05/085	P1/31- 05/086
Vitrinit	60,4	58	61,3	59,4	66,2	75	72,8	82,8	81	62,2	80,8
Telinit	4	0,9	2,5	1,3	2	0,4	1,5	1	4,4	1,5	2,9
Kolotelinit	8,7	15,8	16,2	14,8	23,7	33	32,6	27,8	25,2	14,3	36
Kolodetrinit	38,9	35,6	31,8	35	32	32	28,2	44,6	39,5	40,9	30,9
Vitrodetrinit	8,7	5,6	10,9	8,1	8,5	9,5	10,5	9,5	11,9	5,6	11
Korpogelinit	0,2	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrit	12,7	16,7	18,7	16,1	25,6	33,4	34,1	28,8	29,6	15,7	38,8
Detrovitrinit	47,6	41,3	42,6	43,1	40,6	41,6	38,7	54,1	51,4	46,5	41,9
Gelovitrit	0,2	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	3,4	2,4	5,8	7	2,7	4,7	1,3	5,6	2,7	4,1	3,1
Sporinit	1,8	1,7	2,7	3	0,9	2,1	0,4	2,9	0,7	2,2	1,8
Megasporinit	0,2	0,4	1,5	2,2	1,1	1,7	0,6	1,7	1,7	1,3	0,7
Kutinit	0	0	0	0,4	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0	0	0	0,4	0,4	0,2	0,2	0	0	0,2
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	1,4	0,4	1,6	1,5	0,4	0,4	0,2	0,8	0,3	0,6	0,4
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	35,6	39,6	31,9	31,9	29	17,9	18,4	11,2	13,3	33,3	16,2
Fuzinit	1,8	9,4	4,4	4,4	5,7	3,7	4	2,5	3,7	9,8	4,9
Semifuzinit	4,2	10,3	4,2	4,8	4,3	2,5	1,9	1,4	0,3	5,2	1,1
Funginit	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	1,6	1,1	1,3	1,3	1,4	0,4	0,8	0	0,3	0,4	0,5
Makrinit	9,2	11,1	8,2	10,9	6,2	5,4	3,6	1,2	0,7	12	5,4
Mikrinit	13,2	3,9	12,3	4,8	4,1	1,2	1,7	3,5	6,8	0,7	2,5
Inertodetrinit	5,4	3,8	1,6	5,6	7,3	4,7	6,3	2,7	1,4	5,2	1,8
Minerály	0,5	0	0,9	1,7	2,1	2,5	7,5	0,4	2	0,4	0
Jílové min.	0,5	0	0,5	0,4	1,1	0,4	0,4	0	0	0,4	0
Sulfidy	0	0	0	0	0,2	0,2	0	0	0	0	0
Karbonáty	0	0	0,4	1,3	0,9	1,9	7,1	0,4	2	0	0
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,2997	0,6488	0,52	0,4231	0,6611	0,7674	0,823	0,5638	0,628	0,4835	0,9145
GI	6,114	2,9362	6,8235	4,75	4,185	7,367	6,2623	12,742	15,13	3,6782	11,051

	P1/32- 05/087	P1/33- 05/088	P1/34- 05/089	P1/35- 05/090	P1/36- 05/091	P1/37- 05/092	P1/38- 05/093	P1/39- 05/094	P1/40- 05/095
Vitrinit	58,1	53,8	68,8	46,7	59,4	61,9	67,7	56,3	68,2
Telinit	1	2,4	1,3	0,8	0,4	0,7	0,6	0,7	0,7
Kolotelinit	17,5	10,1	24,1	12,3	12,5	15,4	14,7	9,1	26,1
Kolodetrinit	29,8	30,1	36,1	25,1	39,5	37	42,4	37,8	32,5
Vitrodetrinit	9,8	11,2	7,3	8,6	7	8,8	9,9	8,7	8,9
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	18,5	12,5	25,4	13	12,9	16,1	15,3	9,8	26,8
Detrovitrinit	39,7	41,3	43,4	33,7	46,5	45,8	52,4	46,5	41,4
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	5,6	6,4	3,4	5,6	8,8	8,9	1,3	5,2	7,7
Sporinit	2,5	2,6	1,1	1,3	5,7	5,2	0,4	3,7	4,9
Megasporinit	2	1,7	0,4	1,7	1,4	1,3	0,2	0,4	1,5
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0,2	0	0,4	0	0,4	0,2	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	1	1,9	1,9	2,1	1,8	2,1	0,6	1,1	1,3
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	35,6	35	26,5	46,4	31,4	26,7	29,4	35,3	23
Fuzinit	9,5	5,8	7,1	16,3	8	5,2	8,4	3,2	5,1
Semifuzinit	4,4	5,4	1,7	5	4,7	1,1	7,3	7,5	6,8
Funginit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0,3	1,5	0,4	1	0,4	0	0,6	0,7	0
Makrinit	14,1	10,8	10,3	15,7	11,5	14	4,2	14,9	4,6
Mikrinit	0,7	0,2	0,4	0,6	0,4	1,4	1,7	4,1	1,5
Inertodetrinit	6,6	11	6,7	7,9	6,4	5	7,3	5	5,1
Minerály	0,7	4,9	1,3	1,3	0,4	2,5	1,5	3,2	1,1
Jílové min.	0,2	0,2	1,1	0,2	0,4	2,1	0,8	2,8	0,5
Sulfidy	0,2	0	0	0,2	0	0,4	0,2	0,4	0
Karbonáty	0,3	4,7	0,2	1	0	0	0,6	0	0,5
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,5373	0,3756	0,5662	0,6003	0,3975	0,3457	0,4859	0,3087	0,7573
GI	3,522	2,9099	5,1032	2,1404	3,712	6,7168	3,1217	4,535	4,2824

	P1/41- 05/357	P1/42- 05/358	P1/43- 05/359	P1/44- 05/360	P1/45- 05/361	P1/46- 05/362	P1/47- 05/363	P1/48- 05/364	P1/49- 05/365	P1/50- 05/366	P1/51- 05/367
Vitrinit	60,5	77,2	75	76	81,1	74,6	75,4	62,7	74,8	67	65,4
Telinit	0,8	0,2	2,6	1,5	1,2	1,2	2,5	1,5	0,6	4,2	3,5
Kolotelinit	11,7	29,8	28,5	28	35,3	24,6	10,9	8,7	19,5	8,2	3,5
Kolodetrinit	41,2	38,3	38,7	41,1	37,3	42,9	55,2	42,3	48,4	43,2	53,1
Vitrodetrinit	6,8	8,7	5,2	5,3	7,3	6	6,9	10,2	6,3	11,4	5,1
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	12,5	30	31,1	29,5	36,5	25,8	13,4	10,2	20,1	12,4	7,1
Detrovitrinit	48	47	43,9	46,5	44,6	48,8	62	52,5	54,7	54,7	58,3
Gelovitrinit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	6,2	4,2	5,8	6,1	3,7	4,8	6,9	10,6	9,3	7,8	7,1
Sporinit	3,2	2,4	4,6	3,6	2,8	2,4	4,6	5,3	5,5	4,8	3,5
Megasporinit	1,5	0,8	0,2	1,1	0,2	0,4	1	2,2	1,8	1,3	2,8
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0,2	0	0	0	0	0,4	0,2	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	1,3	1	1	1,3	0,8	1,6	1,1	3,1	2,4	1,7	0,8
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	32,7	17,7	18,4	17,5	13,6	17,5	17,4	26,6	15,4	20,8	27,2
Fuzinit	6,8	5,2	2,2	2,1	3	6,3	5,2	6,2	0,8	2,7	1,6
Semifuzinit	5,3	1,6	4,4	2,7	3,6	4	2,9	4,4	2	1,5	1,6
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0,6	0,4	0,2	0,2	0	0,8	0,2	0	0,4	0,6	0,4
Makrinit	12,9	5,6	7,2	8,4	2,4	4,4	2,5	8	6,9	9,7	11
Mikrinit	0,9	0	1,6	1,7	0	0	2,7	1,1	1,8	0,2	9,4
Inertodetrinit	6,2	5	2,8	2,5	4,7	2	4	6,9	3,5	6,1	3,1
Minerály	0,6	1	0,8	0,4	1,6	3,2	0,4	0,2	0,6	4,4	0,4
Jílové min.	0,4	0,6	0,2	0	0,2	0	0,2	0,2	0,2	0,4	0
Sulfidy	0	0	0	0,2	0,2	0	0,2	0	0	0	0
Karbonáty	0,2	0,4	0,6	0,2	1,2	3,2	0	0	0,4	4	0,4
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,3666	0,6367	0,6994	0,5986	0,8337	0,6528	0,3134	0,3086	0,3518	0,2358	0,1411
GI	4,0109	7,0169	8,7447	11,548	7,3894	6,4309	6,4463	4,04	12,968	7,4466	12,095

	P1/52- 05/368	P1/53- 05/369	P1/54- 05/370	P1/55- 05/371	P1/56- 05/372	P1/57- 05/373	P1/58- 05/374	P1/59- 05/375	P1/60- 05/376
Vitrinit	34,8	73,5	69,3	58,6	61	49,6	52,1	48,9	73,6
Telinit	0,8	1,3	0,8	0	0,6	0,6	1,1	0,9	2,7
Kolotelinit	5,1	13,5	13,5	6,2	11,1	3,4	3,4	10,5	13,6
Kolodetrinit	21,9	50,4	47,4	45,5	41,5	39,5	40,3	29,6	45,3
Vitrodetrinit	7	8,1	7,6	6,9	7,9	6,2	7,2	7,9	12
Korpogelinit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	5,9	14,8	14,3	6,2	11,7	3,9	4,5	11,4	16,3
Detrovitrinit	29	58,5	55	52,4	49,3	45,7	47,5	37,5	57,4
Gelovitrinit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	14,9	5	6,7	11,4	9,4	12,5	13,4	14,2	8,9
Sporinit	10,2	3,5	4,7	6,6	5	7,3	7,6	8,2	4,3
Megasporinit	2,2	1,2	0,4	1,5	0,8	2,4	1,1	2,2	1,4
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	2,5	0,4	1,6	3,4	3,6	2,8	4,7	3,7	3,3
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	47,9	20,4	22,9	29,8	29,2	37,6	34,3	36,7	15,5
Fuzinit	2,9	2,9	3,3	2,6	2,9	3,4	1,3	1,1	1
Semifuzinit	9,8	3,5	3,3	7,3	8,1	11	8,7	9,7	4,3
Funginit	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0,6	0,2	0,2	0,4	0,6	0	0,2	0	0
Makrinit	27,2	6,9	10,2	8,8	8,4	13,7	11,2	12,9	2,1
Mikrinit	0,8	2,5	0,6	0,4	1	0,9	1,3	1,1	0,4
Inertodetrinit	6,7	4,2	5,3	10,3	8,3	8,6	11,6	11,8	7,8
Minerály	2,3	1,2	1,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	1,9
Jílové min.	0,2	0	0	0	0	0	0	0,2	0
Sulfidy	1,8	0,2	0,4	0,2	0,4	0	0	0	0
Karbonáty	0,4	1	0,8	0	0	0,2	0,2	0	1,9
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,2962	0,3037	0,2965	0,2252	0,3434	0,2706	0,2063	0,3569	0,3214
GI	3,1959	7,5849	6,6807	3,3366	3,601	2,7565	2,9259	2,7345	5,7786

	P1/61- 05/377	P1/62- 05/378	P1/63- 05/378 A	P1/64- 05/379	P1/65- 05/380	P1/66- 05/381	P1/67- 05/382	P1/68- 05/383	P1/69- 05/384	P1/70- 05/385	P1/71- 05/386
Vitrinit	75,2	65,2	48,9	73,9	55,2	71,4	72,9	72	76,7	73,6	82,3
Telinit	1,6	1,1	0	1,5	0,6	0	0,4	0,2	0,4	0,6	0,7
Kolotelinit	18,1	13,9	4,9	22,6	10	23	19	19,3	21,1	25,2	25,7
Kolodetrinit	43,1	44,5	39,8	42,7	36,5	39	45,1	42,1	42,1	36,4	48,7
Vitrodetrinit	12,4	5,7	4,1	7,1	8,1	9,4	8,4	10,3	13,2	11,4	7,2
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	19,7	15	4,9	24,1	10,6	23	19,4	19,5	21,5	25,8	26,4
Detrovitrinit	55,5	50,2	44	49,8	44,6	48,4	53,5	52,5	55,2	47,8	55,9
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	5,7	8,7	14,3	8	10	5,5	5,9	5,6	6	5,1	3,2
Sporinit	4,1	4,8	8,3	4	5	2,4	4,4	3,3	3,9	2,2	1,1
Megasporinit	0,8	1	0	1,5	0,6	0,9	1,1	0	0,8	0,6	0,7
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0
Resinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0,4
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	0,8	3	6	2,5	4,4	2,1	0,4	2,3	1,4	2	0,9
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	13,2	23,6	32,7	18	34,6	21,8	17,9	16,7	13,8	16,5	13
Fuzinit	1,2	5,7	0	2,5	2,5	3,2	2,2	2,1	1,6	0,8	1,3
Semifuzinit	3	4,9	1,9	4,2	8,5	7	3,7	3,1	2,3	2	1,7
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0
Sekretinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0
Makrinit	3,9	6,8	23,7	2,7	13,1	4,9	5,1	3,4	3,1	4,3	2,8
Mikrinit	0	0,2	0,8	2,5	1	0	0	0,2	0	0	2,4
Inertodetrinit	5,1	5,9	6,4	6,1	9,5	6,8	7	7,9	6,8	9,1	4,8
Minerály	5,9	2,5	4,1	0	0,2	1,3	3,3	5,7	3,5	4,7	1,5
Jílové min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sulfidy	0	0	2,6	0	0	0	0	0,2	0	0,2	0
Karbonáty	5,9	2,5	1,5	0	0,2	1,3	3,3	5,6	3,5	4,5	1,5
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,3705	0,407	0,09189	0,5256	0,3214	0,5524	0,3857	0,3878	0,3896	0,4673	0,463
GI	8,5054	4,3636	8,73494	5,9844	3,3317	4,4882	6,0465	5,7481	7,4673	6,5462	10,91

	P1/72- 05/387	P1/73- 05/388	P1/74- 05/389	P1/75- 05/390	P1/76- 05/391	P1/77- 05/392	P1/79- 05/393	P1/80- 05/394
Vitrinit	72,1	74,5	28,2	37,4	62	59,2	74	78,4
Telinit	1	0	0,6	0	0,5	0	0	0,6
Kolotelinit	16	19,6	2,4	1,8	15,5	30,5	23,9	28,8
Kolodetrinit	43,7	45,2	20,7	28,9	36,7	19,5	37,8	39,6
Vitrodetrinit	11,5	9,7	4,5	6,7	9,3	9,2	12,3	9,5
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	17	19,6	3	1,8	16,1	30,5	23,9	29,3
Detrovitrinit	55,2	54,9	25,2	35,6	46	28,7	50,1	49
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	6,3	4,2	12,5	15,2	4,9	4,1	2,5	3,7
Sporinit	2,9	1,9	7,9	9,1	2	2,6	0,8	2,3
Megasporinit	0,8	0	0,2	0,8	0,9	0,7	0,8	0,8
Kutinit	0	0,2	0	0	0	0	0	0
Resinit	0,4	0	0	0	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	2,3	2,1	4,5	5,3	2	0,7	0,9	0,6
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	19,8	20,5	56,8	47,4	25,5	18	17,3	15,1
Fuzinit	2,9	4	3,4	3,9	5,8	2,2	2,8	2,3
Semifuzinit	5	4,6	16,1	18,9	8	5,1	4,9	3,9
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0,4	0,2	0,2	0,4	0	0	0	0
Makrinit	3,4	4,8	20,9	12,8	6,6	4,5	2,8	2,5
Mikrinit	1,3	1,7	1,1	1,4	0,9	0,6	0	0,8
Inertodetrinit	6,9	5,3	15,1	10	4,2	5,6	6,6	5,6
Minerály	1,7	0,8	2,4	1	7,5	0	6,3	2,9
Jílové min.	0	0	0,2	0	0	0	0	0
Sulfidy	0,2	0	0	0	0	0	0	0,2
Karbonáty	1,5	0,8	2,2	1	7,5	0	6,3	2,7
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,3802	0,4338	0,3676	0,4212	0,5246	0,9742	0,5311	0,6224
GI	5,1081	5,705	1,4191	1,5305	3,8111	4,938	5,3706	6,8644



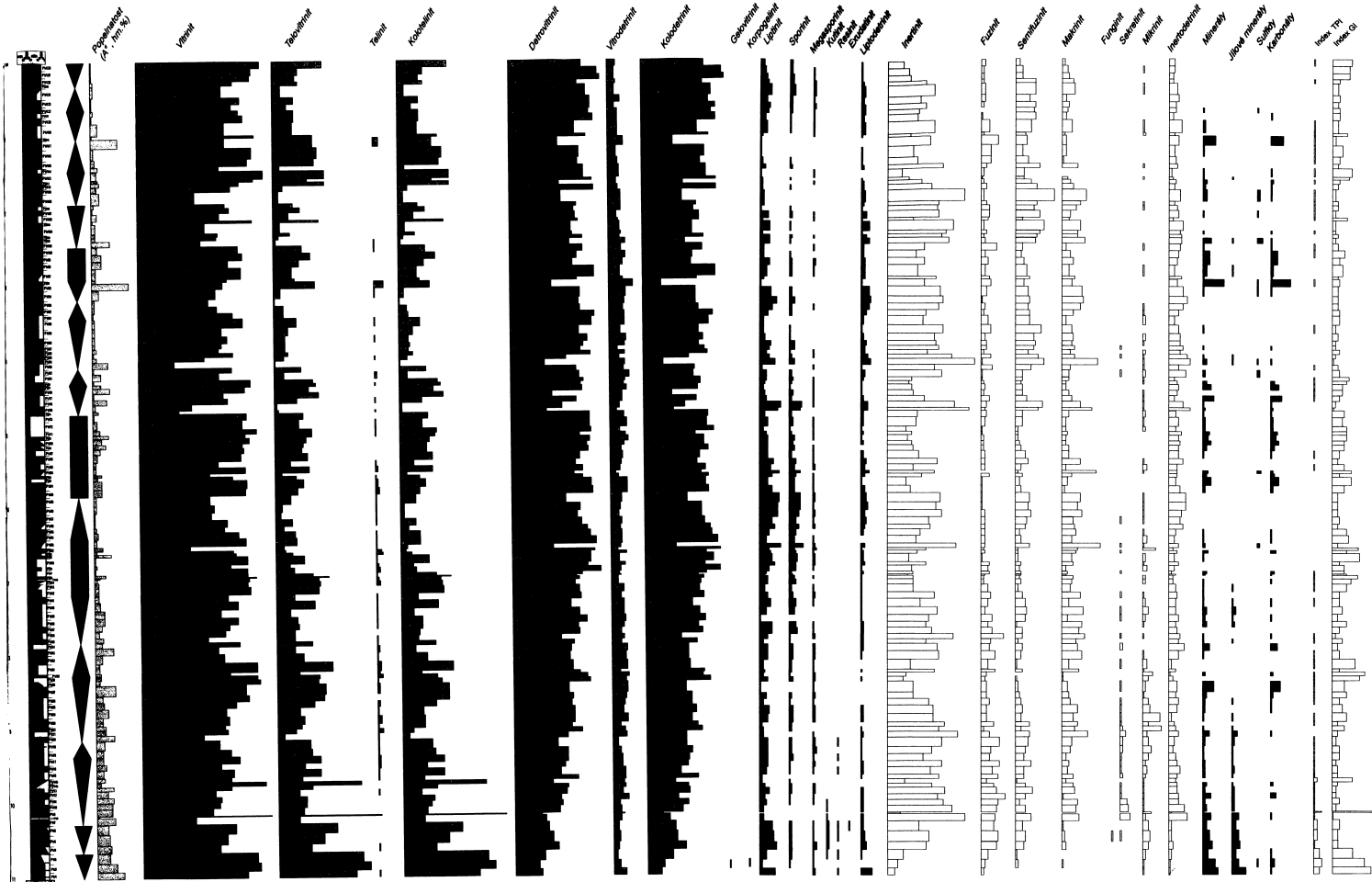
	P1/81- 05/395	P1/82- 05/396	P1/83- 05/397	P1/84- 05/398	P1/85- 05/399	P1/86- 05/400	P1/87- 05/401	P1/88- 05/402	P1/89- 05/403	P1/90- 05/404	P1/91- 05/405
Vitrinit	78,1	55,5	65,4	25	46,3	66	56,4	58,4	62,1	57,8	72,8
Telinit	0,4	1,6	0,4	0	1,3	0,2	0,4	0	0,6	0,2	0,6
Kolotelinit	27	5,6	19,1	0,8	5,7	10	7,2	7,9	7,1	9,8	15,1
Kolodetrinit	39,6	34,8	36,4	13,7	31,9	44,6	42,6	39,1	42,2	39,4	46
Vitrodetrinit	11,2	13,5	9,5	10,6	7,4	11,2	6,2	11,4	12,1	8,4	11,1
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	27,4	7,2	19,4	0,8	7	10,2	7,6	7,9	7,6	10	15,7
Detrovitrinit	50,8	48,3	46	24,2	39,3	55,8	48,8	50,5	54,3	47,8	57,1
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0
Liptinit	5,1	5,1	1,9	11	7	5,4	6,6	7,9	4,3	2,7	2,7
Sporinit	2,6	1,8	0,2	3,5	1,7	1,4	3,5	3,9	1,3	1,4	0,2
Megasporinit	0,8	0,2	0,7	0	0,7	1	0,4	0	0,4	0,2	0,4
Kutinit	0	0	0	0,2	0	0	0	0,2	0,2	0	0
Resinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	1,8	3,2	0,9	7,3	4,6	3,1	2,7	3,9	2,4	1,2	2,1
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	16,7	37,6	32,7	61	45,4	28,4	36,2	33,7	33,4	38,6	24,5
Fuzinit	1,4	1,4	7,7	0,6	6,5	2,3	3,7	3,9	2,8	6,7	5,4
Semifuzinit	5,3	5,3	10,7	20	15,6	9,3	13,2	14,3	12,5	18	9,8
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0	0,5	0,2	0	0,6	0,4	0,6	0,4	0	0,2	0,4
Makrinit	5,1	16	6,4	24,8	9,1	6,4	8,9	6,6	8,2	6,9	2,9
Mikrinit	0,6	2,3	0,9	0,6	1,1	2,1	0,4	0,8	1,9	0,4	1,7
Inertodetrinit	4,3	12,1	6,9	15	12,6	7,9	9,5	7,9	8	6,5	4,4
Minerály	0	1,8	0	3,1	1,3	0,2	0,8	0	0,2	0,8	0
Jílové min.	0	0	0	1	0,9	0	0	0	0	0,4	0
Sulfidy	0	1,8	0	1,2	0,2	0,2	0	0	0,2	0,4	0
Karbonáty	0	0	0	1	0,2	0	0,8	0	0	0	0
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,5664	0,1819	0,6402	0,3339	0,477	0,311	0,3646	0,4015	0,3253	0,567	0,4798
GI	7,5727	3,8032	2,8379	1,4017	1,5965	3,7128	2,4735	2,4904	3,0215	2,0737	3,8622

	P1/92- 05/406	P1/93- 05/407	P1/94- 05/408	P1/95- 05/409	P1/96- 05/410	P1/97- 05/411	P1/98- 05/412	P1/99- 05/413	P1/100- 05/414
Vitrinit	65,8	55	49	53,7	58,7	62,1	71,8	62,5	72,5
Telinit	0,2	0,2	0,2	0,6	6,8	0,4	0	0	0,2
Kolotelinit	6,6	6,4	0,9	4	22,1	14,7	12,8	18,3	25,5
Kolodetrinit	48,5	38,8	37,3	37,4	13	37,5	50,8	34,1	35,1
Vitrodetrinit	10,6	9,6	10,6	11,7	16,8	9,6	8,2	10,1	11,7
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	6,8	6,5	1,1	4,6	28,9	15,1	12,8	18,3	25,7
Detrovitrinit	59,1	48,5	47,9	49,1	29,8	47	59	44,2	46,8
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	6,4	9,1	11,5	7,9	1,1	3,1	5,2	6,5	2,7
Sporinit	2,3	2,2	4,1	1,7	0	0	1,9	2,1	0,6
Megasporinit	0,4	0,9	0	0	0	0	0,6	1,9	0,2
Kutinit	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	3,6	6	7,4	6,1	1,1	2,9	2,7	2,6	1,9
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	27,4	35,8	39,1	37,2	25,6	34,2	20,6	26,1	19,7
Fuzinit	2,1	2,5	0,7	3,6	6,9	6,3	2,5	4,7	2,5
Semifuzinit	9,6	8,7	9,5	9,2	5,9	10,3	8	6,3	4,1
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0,4	0,4	0,4	0	0	0,2	0	0,2	0
Makrinit	7,5	13,2	15	14	6,9	8,6	5	8,4	6
Mikrinit	0,9	1,3	0,4	0,2	0,2	0	1	0,2	0,2
Inertodetrinit	6,8	9,6	13,2	10,2	5,7	8,8	4,2	6,3	6,8
Minerály	0,4	0,2	0,4	1,2	14,6	0,6	2,5	4,9	5,1
Jílové min.	0,2	0	0,2	0	0	0	0,6	0,2	0,2
Sulfidy	0,2	0,2	0,2	0,6	0,9	0	0	0	0
Karbonáty	0	0	0	0,6	13,7	0,6	1,9	4,7	4,9
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,252	0,25	0,1485	0,2374	0,9835	0,4915	0,3416	0,4975	0,5419
GI	3,9676	3,2788	2,735	2,9435	3,5459	2,7874	5,2245	4,0983	5,8582

	P1/101- 05/415	P1/102- 05/416	P1/103- 05/417	P1/104- 05/418	P1/105- 05/419	P1/106- 05/420	P1/107- 05/421	P1/108- 05/422	P1/109- 05/423	P1/110- 05/424
Vitrinit	70,3	44,4	55,1	55,9	47,4	79,8	56,7	63,6	60,8	40,2
Telinit	0,7	0,7	0	0,2	0	0	0	0	0	0
Kolotelinit	18,8	1,6	4,2	11,9	4,8	32,2	11,1	18,5	13,7	4
Kolodetrinit	42,1	30,3	42,8	34,5	35	40,3	39,5	36,4	37,9	27,7
Vitrodetrinit	8,7	11,7	8,1	9,2	7,6	7,3	6,1	8,6	9,2	8,5
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	19,6	2,3	4,2	12,1	4,8	32,2	11,1	18,5	13,7	4
Detrovitrinit	50,7	42,1	50,9	43,7	42,6	47,6	45,7	45,1	47,1	36,2
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	2,6	6,9	6,8	1,5	6,7	2,1	6,1	1,4	2,6	3,2
Sporinit	0,4	0,9	1,5	0,4	0,8	0,4	1,6	0,5	0,4	0
Megasporinit	0,6	0	0,9	0,2	0,2	1,1	1	0,2	0,4	0
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	1,7	6	4,4	1	5,7	0,8	3,6	0,7	1,8	3,2
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	26,2	43,1	37,9	41,4	45,5	17,7	36,4	34,8	36,4	54,1
Fuzinit	10,9	2,7	2,3	4,4	2,1	4,7	5,5	5,6	3,7	2,3
Semifuzinit	4,6	14,4	14,8	17,3	20,3	4,9	17,4	12,7	15	26,8
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0	0,4	0,4	0	0	0	0	0,2	0,2	0,2
Makrinit	2,6	15,9	11	11,2	13	4,5	6,3	9,9	13,1	16,7
Mikrinit	0,6	0,4	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,4
Inertodetrinit	7,6	9,4	9,3	8,1	9,8	3,2	6,7	5,9	3,9	7,8
Minerály	0,9	5,6	0,2	1,2	0,4	0	0,8	0,2	0,2	2,5
Jílové min.	0,2	0,9	0	0	0,2	0	0	0,2	0	0,4
Sulfidy	0	3,8	0	0	0	0	0,8	0	0	1,5
Karbonáty	0,7	0,9	0,2	1,2	0,2	0	0	0	0,2	0,6
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,5738	0,2883	0,2992	0,5365	0,4159	0,7559	0,5802	0,6053	0,5055	0,5453
GI	3,1558	2,2717	2,5038	2,2483	1,8758	6,5859	2,1284	3,0331	3,2699	1,542

	P1/111- 05/425	P1/112- 05/426	P1/113- 05/427	P1/114- 05/428	P1/115- 05/429	P1/116- 05/430	P1/117- 05/431	P1/118- 05/432	P1/119- 05/433	P1/120- 05/434
Vitrinit	65	71,1	81,4	88,2	57	76,9	80	61,2	81,8	60,6
Telinit	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0,2
Kolotelinit	6,5	35,6	23,5	35,8	4,8	29,1	30,7	23,5	27,9	14,1
Kolodetrinit	51,8	29,3	52,1	44,5	44,7	40,6	43,7	22,3	47,1	39,2
Vitrodetrinit	6,7	6,1	5,9	7,9	7,5	7,1	5,6	11,3	6,7	7,1
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	6,5	35,6	23,5	35,8	4,8	29,1	30,7	27,5	27,9	14,3
Detrovitrinit	58,5	35,4	58	52,4	52,2	47,7	49,3	33,7	53,9	46,3
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	2,2	2,3	1,9	0,8	3,8	1,5	1,2	0,4	2	4,8
Sporinit	0,6	0,2	0,6	0	1,6	0,6	0	0	0,2	1,1
Megasporinit	0,2	0,6	0,2	0,8	0,4	0,2	0,2	0,2	0,6	0,7
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	1,5	1,5	1,1	0	1,8	0,8	1	0,2	1,2	3
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	31,2	23,9	15,3	10,2	38,8	21,4	18,3	29,6	15,8	33,1
Fuzinit	3,7	2,1	1,3	2,4	3,8	7	6,6	12,1	1,6	5,8
Semifuzinit	15,1	11,3	6,4	5,5	16,8	9,2	4,7	7,9	7,3	11,3
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Makrinit	8	5,7	4,4	0	11,4	0,8	3,1	2,7	1,6	6,7
Mikrinit	0,2	0	0,6	0,4	1,3	0	0	0,2	1,6	0,6
Inertodetrinit	4,1	4,8	2,7	2	5,5	4,5	3,9	6,7	3,8	8,7
Minerály	1,5	2,7	1,3	0,8	0,4	0,2	0,6	8,8	0,4	1,5
Jílové min.	0,4	0	0,9	0	0,2	0	0,2	0	0	0,2
Sulfidy	0	0,4	0,4	0	0,2	0	0	0	0	0,4
Karbonáty	1,1	2,3	0	0,8	0	0,2	0,4	8,8	0,4	0,9
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,3584	1,0675	0,4793	0,8033	0,3676	0,8547	0,746	1,1047	0,6216	0,5089
GI	3,1878	4,2143	8,2596	8,9091	2,6207	3,7488	5,4671	2,3895	6,5591	2,6085

	P1/121- 05/435	P1/122- 05/436	P1/123- 05/437	P1/124A- 05/438	P1/124B- 05/439	P1/125- 05/440	P1/126- 05/441	P1/127- 05/442	P1/128- 05/443
Vitrinit	74,3	71,1	66,4	71,7	59,4	66,7	79,3	80,3	85,7
Telinit	0	0	0	0	0,2	0,4	0,2	0	0,2
Kolotelinit	15,3	15,3	9,5	15	5,4	17,9	15,3	18,4	34,8
Kolodetrinit	52,4	49,2	52,3	47,4	49,1	42,9	59,1	57,3	44,3
Vitrodetrinit	6,7	6,5	4,6	9,3	4,6	5,5	4,7	4,6	6,4
Korpogelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gelinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Telovitrinit	15,3	15,3	9,5	15	5,6	18,3	15,5	18,4	35
Detrovitrinit	59	55,7	56,9	56,7	53,8	48,4	63,8	61,9	50,7
Gelovitrinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptinit	4,3	5,9	7	5,3	7,7	6,2	4,8	4,3	2,9
Sporinit	1,2	2,1	2,4	2,4	3,5	2,9	2,7	2,1	1,9
Megasporinit	1,2	0,6	1,6	1,4	1,5	1,5	0,8	0,8	0,2
Kutinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Resinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Exudatinit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Liptodetrinit	2	3,3	3	1,6	2,7	1,8	1,4	1,4	0,8
Bituminit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Inertinit	21,4	22	26,6	22,9	32,7	27,1	15,7	15,1	11,2
Fuzinit	1	0,4	2,4	3,4	3,1	1,8	2,1	2,1	3,1
Semifuzinit	14,3	12,5	14,1	9,7	13,5	14,3	5,4	5	2,7
Funginit	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sekretinit	0,2	0	0	0	0,4	0	0	0	0
Makrinit	2,9	4,4	5	3,2	8,9	8,1	4,7	3,9	1,5
Mikrinit	0	0	0	0	0,6	0	0,4	0,6	0
Inertodetrinit	2,9	4,8	5,2	6,7	6,2	2,9	3,1	3,5	3,9
Minerály	0	1	0	0	0,2	0	0,2	0,4	0,2
Jílové min.	0	0	0	0	0,2	0	0,2	0,4	0
Sulfidy	0	1	0	0	0	0	0	0	0,2
Karbonáty	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Křemen	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TPI	0,4715	0,4345	0,3875	0,421922	0,322674	0,5791	0,3212	0,368	0,7273
GI	4,2473	4,2599	3,2903	3,782828	2,991228	3,9368	7,9245	7,9434	8,9897



FA-24  
 Sloj PROKOP + 39  
 Dól Darkov - Mir  
 vt: 6277/02  
 x: 1104648  
 y: 453697  
 z: 396,7

- Matné ušit
- Matné ušit písavane
- Písavane ušit
- Ušití ušit písavane
- Ušití ušit
- Fuzit
- Matné ušit s hrdobným testom
- Práctovec s kochery

0 10 20 30 40 50 %

- ◆ Pokies obsahu vitrinitu
- ◆ Nárúst obsahu vitrinitu

