



INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

CZ.1.07/2.3.00/30.0037

Zaměstnáním nejlepších mladých vědců k rozvoji mezinárodní spolupráce

ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že tento výzkumný článek "Hanáček, M., Nývlt, D., Nehyba, (2014): Písečník u Javorníku - drumlin se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, Masarykova univerzita, 2014, roč. 20, s. 22-29. ISSN 1212-6209." obsahuje výsledky práce vzniklé v průběhu realizace projektu „Zaměstnáním nejlepších mladých vědců k rozvoji mezinárodní spolupráce“ (POSTDOC II.), reg. číslo CZ.1.07/2.3.00/30.0037.

Brno, 21.10.2015


Daniel Nývlt

byly popisovány makroskopicky a v zakresleném profilu (obr. 2g) jsou rozlišeny zrnitostně podle největších klastů. Vzorky pro valounové analýzy byly odebírány z profilu pomocí lopatky a normalizovaného síta. Zkoumána byla frakce 16–64 mm v b-ose pro své reprezentativní zastoupení v sedimentech a dobrou petrografickou určitelnost klastů v tomto velikostním rozmezí. Orientačně byla analyzována i balvanitá frakce (61 klastů nad 256 mm v b-ose), ale v jejím případě se analýza vztahuje na celý vrstevní sled a nikoliv na některý z vymezených členů. Původ klastů byl určován podle geologických map Javornického výběžku a jejich vysvětlivek (Svoboda et al. 1961, Pouba et al. 1962, Sawicki 1995) a podle Gáby a Peka (1999) a Hesemanna (1975). Zaoblení bylo stanoveno podle Powerse (1953).

Litofaciální vývoj sedimentů

V západní stěně pískovny je odkryt neúplnější sled všech sedimentů (obr. 2a). Miocenní písky jsou bělošedé až nahnědlé, jemnozrnné až hrubozrnné, špatně vytříbené a relativně kompaktní. Obsahují příměs štěrčiku a drobného šterku s klasty světlých rul. Ledovcové sedimenty nasedají na podloží s velmi výraznou výmolvou erozní bází. Litologicky jsou tvořeny pěti členy, označenými kódy Jk1–Jk5.

Člen Jk1 představuje masivní šterkovitopísčité diamikton v bezprostředním nadloží miocenních písků. Vyznačuje se značně proměnlivou mocností (~10–80 cm) a v profilu vytváří dvě mocnější tělesa: Jk1a – diamikton vyplňující hlubokou erozní depresi a Jk1b – diamikton vyplňující sousední mělkou depresi.

Diamikton Jk1a začíná polohou velkých klastů, běžně dlouhých ~15–25 cm a často subvertikálně orientovaných (obr. 2b). Nad bazální nejhrubší polohou se diamikton zjemňuje a hojně obsahuje klasty s délkou do 5 cm. Převládá podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty. Vyskytují se útržky podložních miocenních písků velké až 30 cm (šipka na obr. 2b). Místy se objevuje podpurná struktura šterkových klastů, která je charakteristická pro bazální nejhrubší polohu. Diamikton Jk1a je mocný ~80 cm.

Diamikton Jk1b neobsahuje bazální nejhrubší polohu, největší klasty jsou dlouhé ~15 cm. Mocnost dosahuje max. 50 cm. V sedimentu se objevuje několik typů zrnitostních struktur (obr. 2c):

I (podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty, 10 % klastů do 3 cm, ojediněle klasty dlouhé ~10 cm).

II (podpurná struktura středno-hrubozrnně písčité základní hmoty, ojedinělé klasty do 5 cm).

III (podpurná struktura klastů dlouhých ~3–10 cm).

IV (podpurná struktura jemně písčité základní hmoty, velmi podobné miocenním pískům, hojnost klastů dlouhých ~3–10 cm).

V (podpurná struktura jemně písčité základní hmoty s ojedinělými klasty do 5 cm).

VI (podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty, příměs štěrčiku, hojnost klastů nad 5 cm).

VII (podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty, příměs štěrčiku, výjimečně klasty dlouhé až 15 cm).

Ojediněle se objevují znaky vyvlékání miocenních písků do diamiktonů (obr. 2d). Nepřítomnost velkých

klastů na bázi diamiktonu Jk1b je spíše výjimkou, protože jinak byla prokázána i ve východní stěně pískovny (obr. 2e). Přímo na miocenním podloží mnohdy spočívají balvany o velikosti ~25–120 cm. Vůbec největší balvan tohoto horizontu má rozměry 200 × 140 × 115 cm a ležel také bezprostředně na miocenních pískách mezi členy Jk1a a Jk1b v západní stěně (viz obr. 80 v práci Růžickové et al. 2003).

Člen Jk2 je špatně vytříbený sediment tvořený směsí hlavně hrubozrnného písku, štěrčiku a šterku s velikostí klastů mezi 0,5 a 1,5 cm. Větší klasty (5 cm) jsou zastoupeny z ~2–5 %. Hojně se objevují útržky podložních miocenních písků. Spodní část tohoto členu (Jk2a) má masivní texturu nebo místy slabě patrné šikmé zvrstvení. Ve svrchní části (Jk2b), spočívající nad nevýrazným šterkovým horizontem, je zvrstvení stále zřetelnější a v nejvyšší části tohoto členu se již jedná o jasně šikmo zvrstvené středno-hrubozrnné písky s příměsí štěrčiku (obr. 2f).

Člen Jk3 tvoří poloha hrubozrnného až balvanitého šterku s hojnými klasty o délce až 30 cm (obr. 2f). Probíhá jen levou polovinou profilu. Podpurnou strukturu tvoří hrubě písčité základní hmota a štěrčik. Ploché klasty jeví horizontální uložení, izometrické klasty jsou uspořádány chaoticky. Mocnost šterkové polohy činí ~30 cm.

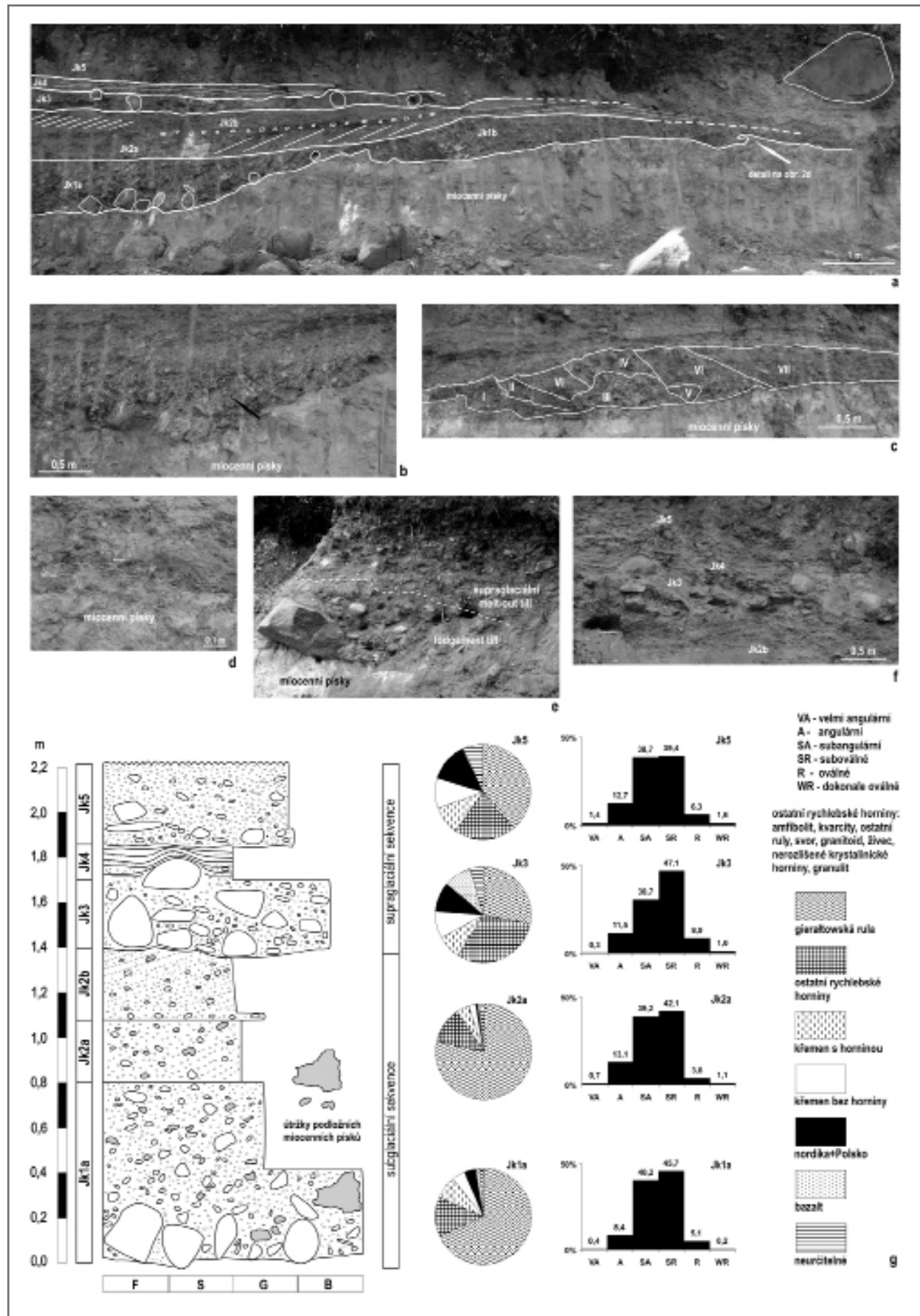
Člen Jk4 je zvlněně laminovaný set středno- až hrubozrnného písku a štěrčiku, s příměsí větších šterkových klastů. Hrubší polohy zaujímají spodní polovinu setu, svrchní polovina je písčitéjší. Laminace zřetelně kopíruje elevační tvar velkých klastů podložního členu (obr. 2f).

Člen Jk5 nasedá na podloží se slabě zvlněnou erozní bází. Jedná se o písčité šterk s hojností klastů velkých ~0,5–1 cm a s ~5–10 % klastů nad 5 cm délky (obr. 2f). Největší klast je dlouhý 25 cm. Hrubé klasty jsou více koncentrovány při bázi členu. Podpurnou strukturu tvoří hrubozrnně písčité základní hmota a štěrčik. Textura je masivní, pouze ploché klasty jsou mírně ukloněny. Zachovaná mocnost členu činí ~40 cm, celková mocnost není známa.

V pravé části západní stěny nejsou členy Jk3 a Jk4 přítomny. Sediment zde odpovídá členu Jk5, s největším klastem dlouhým min. 140 cm (pravý okraj obr. 2a). Vyznění šterkové i nadložní písčité polohy je bohužel zastřeno destrukcí profilu ve střední části stěny.

Petrografie a provenience šterkových klastů a balvanů

Ve šterkové frakci je hlavní horninou bělošedá až načervenalá dvojslídlná rula tvořící ~28–78 % valounů (tab. 1) a zastoupená několika texturními typy. Nejhojnějším je typ s výraznou foliací tvořenou střídáním křemen-živcových a slídových pásků (~17–46 %), dále se vyskytují typy s nezřetelnou foliací, okatou nebo vzácně stébelnatou texturou, jemnozrnné velmi slabě usměrněné typy a hrubozrnné typy. Tyto horniny odpovídají gierałtowské rule (Svoboda et al. 1961). Dále se pravidelně vyskytují klasty amfibolitů, grafitického kvarcitu, dalších typů rul, šedých muskovitických kvarcitů, živcových kvarcitů a dvojslídlných nebo muskovitických, někdy granátických svorů. Ojediněle se objevují klasty bělošedého granulitu. Klasty šedých granitoidů, které by mohly pocházet z variských granitoidních masivů v okolním krystaliniku, jsou velmi vzácné. Skladba klastů metamorfítů odpovídá litologii hlavního hřebene



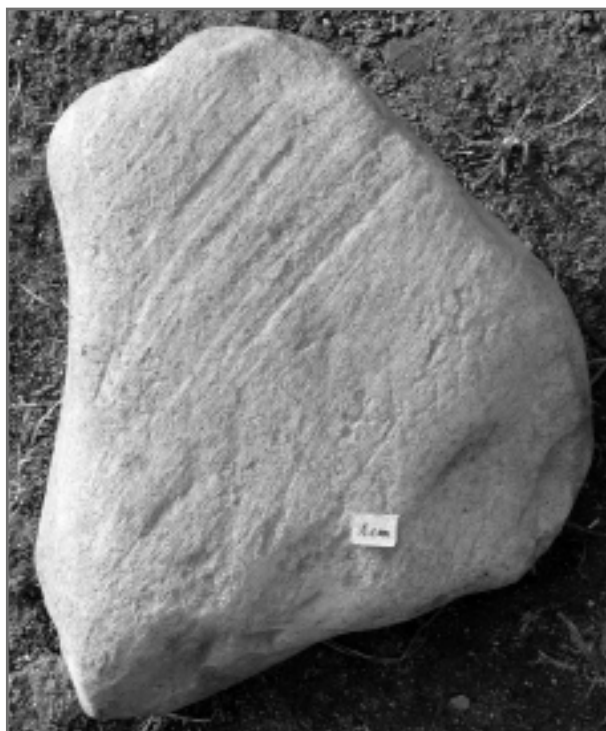
Obr. 2: Sedimentární architektura západní stěny písečny na Písečníku, profil studovanými sedimenty, grafy petrografického složení a zaoblení štěrkových klastů.

Fig. 2: Sedimentary architecture of the western wall of the sandpit on the Písečník Hill including the logged section and graphs of petrographical composition and roundness of gravel clasts.

Tab. 1: Petrografické a provenienční složení štěrkových klastů.
Tab. 1: Petrographical and provenance composition of gravelly clasts.

	petrografické typy klastů	Jk1a %	Jk2a %	Jk3 %	Jk5 %
rychlebské horniny	bělošedá a růžová rula	68,08	78,26	28,19	38,50
	amfibolit	2,38	0,54	7,93	2,82
	grafitický kvarcit	2,04	4,17	5,29	5,32
	ostatní ruly	1,87	2,72	5,73	2,35
	ostatní kvarcity	1,02	-	1,76	1,88
	svor	0,85	0,36	3,52	2,35
	granulit	0,34	-	-	-
	bělošedý granitoid	0,17	-	0,22	0,47
	izolovaný šedý K-živce	-	-	-	0,31
	nerozliš. krystalinické horniny	4,92	4,89	6,17	5,63
<i>rychlebské horniny celkem</i>	<i>81,67</i>	<i>90,94</i>	<i>58,81</i>	<i>59,63</i>	
Polsko	sudetský porfyr	-	-	-	0,63
	silicit	-	-	0,22	0,47
	<i>polské horniny celkem</i>	<i>-</i>	<i>-</i>	<i>0,22</i>	<i>1,10</i>
nordika	krystalinické horniny	2,38	0,72	7,49	8,14
	pískovce a slepence	1,19	0,18	2,42	3,91
	pazourek	0,17	-	-	-
	pelosideritové a Fe konkrece	0,17	-	-	0,16
	<i>nordické horniny celkem</i>	<i>3,91</i>	<i>0,90</i>	<i>9,91</i>	<i>12,21</i>
	<i>křemen se zbytky horniny</i>	<i>7,64</i>	<i>4,17</i>	<i>8,15</i>	<i>9,70</i>
<i>křemen bez zbytků horniny</i>	<i>4,41</i>	<i>2,17</i>	<i>9,03</i>	<i>10,49</i>	
<i>bazalt</i>	<i>1,19</i>	<i>0,36</i>	<i>9,47</i>	<i>0,16</i>	
<i>neurčitelné</i>	<i>1,19</i>	<i>1,45</i>	<i>4,41</i>	<i>6,73</i>	
	celkový počet klastů	589	552	454	639

Rychlebských hor (Svoboda et al. 1961, Pouba et al. 1962). Kontinentální ledovec tento materiál nejpravděpodobněji redeponoval z aluviálních až fluviálních sedimentů, které se během glaciálů, ještě před zásahem ledovce, v předpolí Rychlebských hor ukládaly. Nelze vyloučit původ některých rul, svorů a amfibolitů v přilehlé části Polska, kde



Obr. 3: Rýhovaný klast bazaltu.
Fig. 3: Striated basalt clast.

uvedené horniny vystupují na povrch nebo jsou skryty pod kvarterními sedimenty (Sawicki 1995).

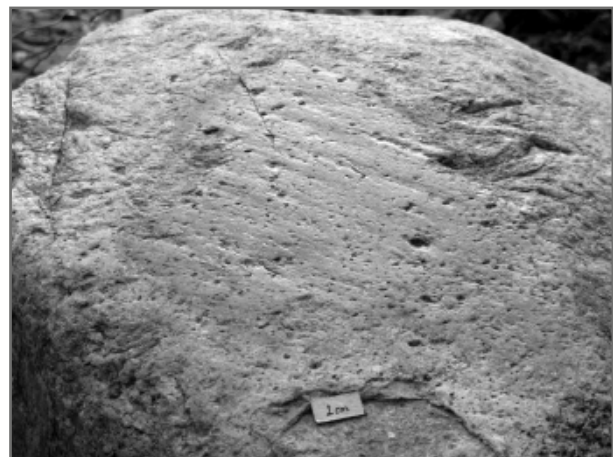
Klasy nordické provenience tvoří nejvíce červené granitoidy a porfyry, doprovázené pískovci, pelosideritovými a Fe-konkretem a pazourky. Polské horniny představují sudetský porfyr a silicity. Původ bazaltů je podle dosavadních názorů převážně místní, ale mohl by být i nordický (viz diskuzi v práci Gáby – Peka 1999), proto je bazalt v tab. 1 vyčleněn samostatně.

Křemen je představován jak samostatnými klasy, tak klasy se zachovanými zbytky dalších minerálů nebo i horniny, jichž byl křemen původně součástí (načervenalé živce, slídy, granát, zbytky kvarcitů). Většina křemenných klastů bude provenienčně souviset s rychlebskými metamorfity.

Balvany vykazují toto složení: nordika ~43 %, bazalt ~30 %, gieraltovská rula ~15 %, křemen ~3 %, kvarcit ~1,5 %, šedý biotitický granitoid ~1,5 %, amfibolit ~1,5 %, neurčitelné horniny ~5 %. Metamorfity pocházejí z hlavního hřebene Rychlebských hor nebo z přilehlého Polska, šedý biotitický granitoid z variských masivů v okolním krystaliniku. Nordické balvany tvoří hlavně granitoidy a mnohem vzácněji porfyry. Zajímavostí je nezvykle vysoký podíl bornholmských deformovaných granitů (~11 % balvanů), protože tato hornina jinak není v asociaci nordik na Jesenicku hojná (Gába – Pek 1999). Nordickou provenienci by tak mohlo mít podstatně více bazaltů než se dosud předpokládalo, protože bazaltové výchozy leží i na švédském poloostrově Skåne nedaleko Bornhomu (Hesemann 1975). Zhruba 8 % balvanů nese na povrchu exaracioní rýhy. Zjištěny byly jen na měkkém zvětralém povrchu bazaltových balvanů (i menších klastů, viz obr. 3) a na nordických horninách, jejichž pevný povrch je někdy i vyhlazený ledovcovou abrazí (obr. 4).

Interpretace a diskuze Vznik a určení sedimentů

Balvanitý horizont na bázi nejspodnějšího diamiktonu vznikl při posouvání největších klastů po miocenním podloží v bazální zóně ledovce. Balvany se třely o částečně plastické a hutné písky, případně se do nich zarývaly, až se jejich pohyb zastavil. Přes zafixované balvany byly



Obr. 4: Rýhovaný ledovcový ohlaz na povrchu nordického balvanu.
Fig. 4: Striated and polished surface of a Nordic boulder.

posouvány další klasty, které povrch některých balvanů i svůj vlastní abradovaly za vzniku hladkých ploch a rýhovaly. Zablokování velkých klastů do měkkého podloží ledovce a jejich následná abraze a exarace jsou typickými znaky lodgement tillů (Evans et al. 2006). Tuto interperťaci podporuje i stavba akumulace Jk1b, v níž jsou na sebe akretovány různé dílčí facie. Vzhledem k hrubozrnnosti diamiktonů zde nejsou vyvinuty pro lodgement tilly typické hladké střížné plochy. Vyvlékání nepevných podložních hornin do diamiktonů a smíchání ledovcem transportovaného detritu s útržky podložního materiálu jsou zase projevy ledovcové deformace podloží (Eyles – Boyce 1998) a znaky glacitektonitů (Benn – Evans 1996, Evans et al. 2006). Klasifikace a terminologie tillů vzniklých ukládáním materiálu z ledovcové báze na straně jedné a tillů vzniklých deformací podloží na straně druhé je problematická, protože tyto procesy se uplatňovaly při vzniku obou typů sedimentů, které pak mají podobné znaky (Ruszczyńska-Szenajch 2001). Glacitektonity a deformační tilly se ovšem vyznačují pozvolným přechodem od nepoťiženého podloží, které je směrem nahoru stále intenzivněji deformované až nakonec přechází do homogenních diamiktonů (Evans et al. 2006). V případě Písečniku jsou od sebe miocenní písky a nejspodnější diamiktony ostře odděleny erozním povrchem a jsou zřetelně litologicky odlišné. Glacitektonické deformační jevy jsou malého měřítka a sporadické. Z tohoto důvodu a na základě výše uvedených znaků lze nejspodnější diamikton označit jako lodgement till.

Nadložní sedimenty (Jk2) se od lodgement tillu odlišují jen absencí velkých klastů a přítomností šikmého zvrstvení. Jedná se o výplň mělké subglaciální deprese v lodgement tillu, ve které docházelo zpočátku ke gravitační až fluviační resedimentaci materiálu tohoto tillu. Intenzita fluviační aktivity narůstala postupně s vyplňováním deprese, protože v nejvyšší části se již jedná o zřetelně šikmo zvrstvené glaci-fluviační písky (Jk2b). Deprese v tillech vyplněné glaci-fluviačními faciemi se v subglaciálním prostředí běžně vyskytují (Eyles et al. 1983). V tomto případě byl průběh subglaciálního toku nejspíš predisponován depresním reliéfem lodgement tillu, který zase kopíroval výmolvou bázi v miocenním podloží.

Svrchní část vrstevního sledu (Jk3–Jk5) představují supraglaciální facie, které se vyvíjely při povrchovém odtávání stagujícího ledovce. Supraglaciální prostředí se vyznačuje značnou variabilitou morfologie terénu i facií (Brodzikowski – Van Loon 1991). Ledovec neodtává od povrchu rovnoměrně, ale v závislosti na průběhu puklin v ledu a na rozložení detritu v ledovcovém tělese získává povrch degradujícího ledovce podobu elevací a depresí. Každá elevace je tvořena ledovým jádrem, pokrytým původně supraglaciálním a englaciálním detritem, jenž se uvolňuje z roztávajícího ledu. V depresích se hromadí sedimenty úlomkotoků, transportovaných z elevací. Štěrkový horizont (Jk3) může být výsledkem sesunutí a souběžného gravitačního vytřídění hrubého materiálu po svahu zbývajícího ledového jádra (Kjær – Krüger 2001). Písečný člen Jk4 je sedimentem malého toku nebo supraglaciálního jezírka. Drobné říčky a různě velké jezerní nádrže jsou charakteri-

stickou složkou supraglaciálního prostředí (Brodzikowski – Van Loon 1991, Kjær – Krüger 2001). Písečný štěrk (Jk5) i stejný sediment ve východní stěně (obr. 2e) představují supraglaciální melt-out till, eventuálně jeho materiál krátce resedimentovaný supraglaciálními toky nebo gravitačními proudy (skluzy z ledových elevací). Orientovanému transportu, předcházejícímu samotnou depozici, napovídá shodné uklonění plochých klastů (Brodzikowski – Van Loon 1991) a na vliv tavné vody ukazuje určité vytřídění projevující se úbytkem jemných frakcí. Interpretaci členu Jk4 jako sedimentů drobné říčky nebo nádrže, stejně jako interpretaci členu Jk2 jako výplně omezené subglaciální dutiny podporuje i omezený plošný rozsah těchto členů, protože v pravé části západní stěny a ve východní stěně nejsou vyvinuty a na lodgement till přímo nasedají hrubozrnné supraglaciální facie (obr. 2a, e).

Masivní hrubé štěrky až diamiktony s podpůrnou strukturou základní hmoty vznikají i v terminoglaciálním prostředí koncových morén, ovšem tam dosahují mnohem větších mocností několika m i prvních desítek m a laterálního rozsahu v desítkách až stovkách m (např. Kozarski 1995, Pisarska-Jamroży 2006). Takto rozsáhlé depoziční prostředí nelze na Písečniku vzhledem k jeho jasnému omezení předpokládat. Zde se jednalo o nevelké pole morén s ledovým jádrem (ice-cored moraine), které postupně přešlo do pole s akumulacemi supraglaciálního materiálu zbylého po roztátém ledu (dead-ice moraine), viz Kjær – Krüger (2001). Tyto facie dosahují mocnosti max. několika m (Brodzikowski – Van Loon 1991). Depoziční prostředí se tedy podobalo svým recentním analogiím na polytermálních ledovcích (obr. 5, 6), dalšími procesy však byla původní kopečková morfologie na Písečniku destruována.

Petrografické složení potvrzuje faciální genetikou interpretaci. Lodgement till obsahuje převážně gieraftowskou rulu, jelikož se uložil pouze z detritu transportovaného na bázi ledovce, který vznikl hlavně erozí bezprostředního podloží ledovce. V těsném předpolí Rychlebských hor erodoval ledovec nejpravděpodobněji aluviační až fluviační sedimenty, v nichž musela gieraftowská rula dominovat, vzhledem k jejímu rozhodující-



Obr. 5: Moréna s ledovým jádrem. Ledovec Bertil, centrální Svalbard.

Fig. 5: Ice-cored moraine, Bertilbreen, Central Svalbard.

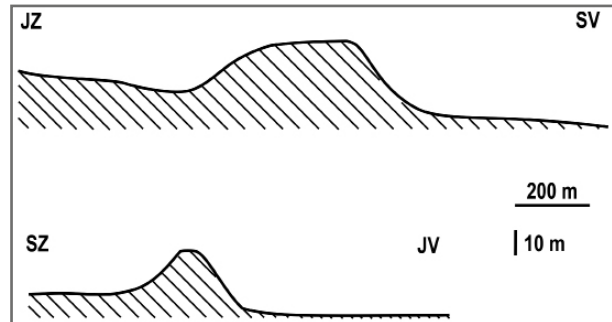


Obr. 6: Materiál uvolněný povrchoým táním ledovce a resedimentovaný supraglaciálními toky. Ledovec Hørbye, centrální Svalbard.

Fig. 6: Material released by superficial glacier thawing and reworked by supraglacial streams, Hørbyebreen, Central Svalbard.

mu podílů na petrografické stavbě přilehlého horského hřebene. Sedimenty bezprostředně nad lodgement tillem (Jk2) vznikly resedimentací materiálu tohoto tillu, jelikož se s ním petrograficky shodují. Šikmé zvrstvení dokládá vliv proudící vody, takže se jednalo o subglaciální depresi, které se vytvářejí mj. v rané fázi vývoje morén s ledovým jádrem (Kjær – Krüger 2001). Členy Jk1 a Jk2 tedy představují subglaciální sekvenci vrstevního sledu. Nadložní členy Jk3–Jk5 potom reprezentují supraglaciální sekvenci. Je pro ně typická polymiktost s vyššími podíly materiálu vzdálené provenience (viz také Sikorová et al. 2006). Zároveň se vyznačují větší variabilitou zaoblení klastů, projevující se mírným nárůstem podílů angulárních a oválných tvarů. Petrografická i tvarová pestrost materiálu byla podmíněna jeho přínosem ze supraglaciálního i englaciálního prostředí, jak byly klasty postupně uvolňovány při povrchoém odtávání. Výskyt rychlebských metamorfítů z původního podloží ledovce lze vysvětlit jejich vynášením podél násunových ploch v ledovci, což je běžný mechanismus transportu subglaciálního materiálu na povrch ledovců v jejich čelní části (Bennett et al. 1997, Benn – Evans 2010). Narůst podílů oválných a dokonale oválných klastů odráží přínos englaciálního materiálu, pro nějž je vysoký stupeň zaoblení charakteristický („egg gravels“, Bennett et al. 1997). V supraglaciálních členech také nápadně přibývá klastů křemene bez zbytků okolní horniny, které jsou podstatně lépe zaoblené než klasty křemene s pozůstatky okolní horniny. Větší variabilita zaoblení supraglaciálního materiálu oproti subglaciálnímu je doložena ze současných ledovců (např. Bennett et al. 1997, Hambrey – Ehrmann 2004). V členech Jk3–Jk5 se také oproti členům Jk1–Jk2 hojněji projevuje eolizace, což lze vysvětlit mnohem dlouhodobější expozicí supraglaciálního materiálu.

Supraglaciální sedimenty mají nízký potenciál zachování, jelikož jsou ve velké míře destruovány následnými glacifluviálními procesy a proto jsou i na našem území vzácné (Růžičková et al. 2003). Sukcese subglaciálních (hlavně lodgement) tillů a supraglaciálního detritu v přímé superpozici jsou typické pro polytermální ledovce (Ham-



Obr. 7: Schematický řez Písečníkem ve směru JZ–SV (nahore) a SZ–JV (dole). 10× převýšeno.

Fig. 7: Sketch sections through the Písečník Hill in the SW–NE direction above and NW–SE direction below. 10 times exaggerated.

brey – Glasser 2012) a byly popsány z mnoha fosilních příkladů (např. Johansson 1983, Lindner 1995, Raukas 1995, Růžičková et al. 2003). Lodgement tilly jsou většinou zřetelně jemnozrnnější a supraglaciální tilly naopak šterkovitější v důsledku odosu jemné frakce tavnou vodou povrchově odtávajícího ledovce. Hrubozrnnost lodgement tillů na Písečníku je odvozena od zdrojového materiálu na bázi ledovce, kterým byly nejpravděpodobněji aluviální až fluviální uloženiny. Tyto musely být bohaté na detrit, uvolněný ze skalního podloží budujícího svahy Rychlebských hor.

Písečník jako tvar reliéfu zaledněného území

Písečník je izolovaný hřbet protažený ve směru SV–JZ s příkrou stranou obrácenou k SV a pozvolnou stranou orientovanou k JZ (obr. 1, 7). Jádro elevace je tvořeno relativně kompaktním, i když nelitifikovaným předkvartérním podložím, na němž spočívají subglaciální lodgement tilly. Podle těchto znaků lze Písečník interpretovat jako drumlin tvořený podložními horninami a na nich ležícími tilly (part bedrock/part till drumlin, Stokes et al. 2011). Pro tyto drumliny jsou typické i glaci tektonické jevy (Meehan et al. 1997), které byly na Písečníku v omezené míře zjištěny. Orientace drumlinu naznačuje postup ledovce od SV. Pevninský ledovec se v předpolí sudetského okrajového zlomu šířil různými směry, včetně směru SV–JZ (Badura et al. 1998). Orientace drumlinu tudíž není v rozporu s paleogeografickými rekonstrukcemi v dané oblasti, jelikož postup od SV je jedním z předpokládaných směrů šíření kontinentálního ledovce. Podobným směrem (VSV–ZJZ) je orientována i méně výrazná elevace s osadou Kohout (266 m n. m.), ležící 500 m ssv. od Písečníku, která by tak mohla představovat další drumlin, viz obr. 1.

Ledovcové sedimenty tvořící drumliny většinou náleží subglaciálním faciím (Stokes et al. 2011). Při pohybu přes elevace však v ledovcích vznikaly příčné trhliny, které pak během následného povrchového odtávání urychlily rozpad ledovců na jednotlivé kry a tvorbu morén s ledovým jádrem. Takto narušené, na elevacích stagnující ledovce nakonec zcela roztály za vzniku supraglaciálních facií, které se uložily na subglaciální sedimenty (Eyles et al. 1999, Kjær – Krüger 2001).

Závěr

Vývoj Písečnicku během zalednění lze rekapitulovat následovně. Kontinentální ledovec se do studované oblasti rozšířil od SV a pokryl celou elevaci, která existovala již před zaledněním. Přitom deformoval minimálně přípovrchovou zónu podloží. Plastické miocenní písky zablokovaly velké klasty na bázi ledovce, čímž vznikla balvanitá poloha jako bazální zóna lodgement tillu. Při pohybu přes elevaci ledovec rozpukal příčnými trhlinami. Na počátku deglaciacce docházelo v dutinách na bázi ledovce k resedimentaci materiálu lodgement tillu. Následovalo pozvolné povrchové odtávání ledovce, při němž vznikaly morény s ledovým jádrem. Po úplném roztátí ledovce zůstaly na povrchu faciálně pestré supraglaciální sedimenty, nasedající na lodgement till a výplně subglaciálních dutin. Písečnick

lze podle geologické stavby a povrchové morfologie interpretovat jako drumlin tvořený podložními horninami a na nich ležícími tilly (part bedrock/part till drumlin, Stokes et al. 2011). Orientace drumlinu naznačuje směr postupu ledovce od SV, což koresponduje s dosavadními paleogeografickými rekonstrukcemi.

Poděkování

Výzkum byl podpořen projektem „Vytvoření pracovního týmu a pedagogických podmínek pro výuku a vzdělávání v oblasti polární ekologie a života v extrémním prostředí“, reg. č. CZ.1.07/2.2.00/28.0190., v jehož rámci bylo možné studovat supraglaciální sedimentaci na současných polytermálních ledovcích na Svalbardu a tím použít recentní příklady pro interpretaci fosilních ledovcových sedimentů.

Literatura

- Badura, J. – Krzyszkowski, D. – Przybylski, B. (1998): Stratygrafia glin lodowcowych, liczba zlodowaceń i kierunki transportu lodowcowego w południowej części przedgórze sudeckiego (okolice Ząbkowic), Polska południowo-zachodnia. – Biuletyn Państwowego instytutu geologicznego, 385, 29–48.
- Benn, D. I. – Evans, D. J. A. (1996): The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. – *Quaternary Science Reviews*, 15, 23–52.
- Benn, D. I. – Evans, D. J. A. (2010): *Glaciers and Glaciations* – Hodder Education, 802 s.
- Bennett, M. R. – Hambrey, M. J. – Huddart, D. (1997): Modification of clast shape in high-arctic glacial environment. – *Journal of Sedimentary Research*, 67, 3, 550–559.
- Brodzikowski, K. – Van Loon, A. J. (1991): *Glacigenic Sediments* – Elsevier, 674 s.
- Evans, D. J. A. – Phillips, E. R. – Hiemstra, J. F. – Auton, C. A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78, 115–176.
- Eyles, N. – Boyce, J. I. (1998): Kinematic indicators in fault gouge: tectonic analog for soft-bedded ice sheets. – *Sedimentary Geology*, 116, 1–12.
- Eyles, N. – Boyce, J. I. – Barendregt, R. W. (1999): Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds. – *Sedimentary Geology*, 123, 163–174.
- Eyles, N. – Eyles, C. H. – Miall, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – *Sedimentology*, 30, 393–410.
- Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, 111 s.
- Hambrey, M. J. – Ehrmann, W. (2004): Modification of sediment characteristics during glacial transport in high-alpine catchments: Mount Cook area, New Zealand. – *Boreas*, 33, 300–318.
- Hambrey, M. J. – Glasser, N. F. (2012): Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. – *Sedimentary Geology*, 251–252, 1–33.
- Hesemann, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 267 s.
- Johansson, H. G. (1983): Tills and moraines in northern Sweden. – In: Ehlers, J. (ed.): *Glacial deposits in North-West Europe*, 123–130, A. A. Balkema.
- Kjær, K. H. – Krüger, J. (2001): The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland. – *Sedimentology*, 48, 935–952.
- Kozarski, S. (1995): Large-clast flow tills in end moraines of southwestern Pomerania, NW Poland. – In: Ehlers, J. – Kozarski, S. – Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 301–307, A. A. Balkema.
- Lindner, L. (1995): Till sequences and local moraines in the Holy Cross Mountains area in central Poland. – In: Ehlers, J. – Kozarski, S. – Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 329–337, A. A. Balkema.
- Meehan, R. T. – Warren, W. P. – Gallagher, C. J. D. (1997): The sedimentology of a Late Pleistocene drumlin near Kingscourt, Ireland. – *Sedimentary Geology*, 111, 91–105.
- Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrlé, J. – Nývlt, D. – Opletal, M. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-221 Žulová s Vysvětlivkami. – MS, Česká geologická služba.
- Pisarska-Jamroży, M. (2006): Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. – *Boreas*, 35, 126–141.
- Pouba, Z. (1996): Geologická mapa ČR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000. List Jeseník. – Český geologický ústav.
- Pouba, Z. – Dvořák, J. – Kužvart, M. – Mísař, Z. – Musilová, L. – Prosová, M. – Röhlich, P. – Skácel, J. – Unzeitig, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XVIII Jeseník. – Ústřední ústav geologický.
- Powers, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.
- Raukas, A. (1995): Properties, origin and stratigraphy of Estonian tills. – In: Ehlers, J. – Kozarski, S. – Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 93–101, A. A. Balkema.
- Ruszczynska-Szenajch, H. (2001): “Lodgement till” and “deformation till”. – *Quaternary Science Reviews*, 20, 579–581.
- Růžičková, E. – Růžička, M. – Zeman, A. – Kadlec, J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů. – Česká geologická služba, 68 s.
- Sawicki, L. (1995): Mapa geologiczna regionu Dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) 1 : 100 000. – Państwowy instytut geologiczny.
- Sikorová, J. – Víšek, J. – Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geological Quarterly*, 50, 3, 345–352.
- Stokes, Ch. R. – Spagnolo, M. – Clark, Ch. D. (2011): The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. – *Earth-Science Reviews*, 107, 398–422.
- Svoboda, J. – Chaloupský, J. – Bernard, J. – Dornič, J. – Kalásek, J. – Klein, V. – Malkovský, M. – Mísař, Z. – Pacovská, E. – Pauk, F. – Řežáč, B. – Skácel, J. – Soukup, J. – Tásler, R. – Vodička, J. – Zrůstek, V. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M – 33 – XVII Náchod. – Ústřední ústav geologický.
- Žáček, V. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-22 Jeseník. – Český geologický ústav.