

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



GLACIÁLNÍ FORMY RELIÉFU V OKOLÍ ČERNÉHO JEZERA NA ŠUMAVĚ

(Diplomová práce)

Klára Vočadlova

Vedoucí práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

PRAHA, 2006

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.
Praha 10.5.2006

Klára Čibáčková

- Děkuji především školiteli RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za pečlivé, fundované a trpělivé odborné vedení.
- Tato diplomová práce vznikla za podpory grantu GAAV č. KJB 300460501 „*Porovnání kvartérního vývoje vybraných částí Šumavy a Novohradských hor*“
- Děkuji RNDr. Pavlu Mentlíkovi a dalším za cenné rady, všestrannou pomoc a připomínky, které pomohly překonat obtíže při vzniku této práce.
- Děkuji také své rodině, Petře Duchoňové, Heleně Kollarové a dalším spolužákům z fyzické geografie, kteří mně byli podporou v průběhu zpracování této práce.

ABSTRACT

Glacial landforms in the Černé jezero Lake area, the Šumava Mts.

The aim of this work is to present the results of a geomorphological survey focused on the glacial part of the relief in the region of the Černé jezero Lake, the Šumava Mts. (the Bohemian Forest). The primary aim is to define a glacial segment of the relief, its partition into an accumulation part and a destruction part. The accumulation part is linked with the glacial accumulation occurrence and the erosion part is delimited with the headwall area and the cirque floor. The glacial origin of the identified landforms is determined on the basis of their morphology. The main used methods are: the morphometric and morphographic analysis (the analysis of the angle of slopes, slope aspect, hillshade, cross and longitudinal section), the geomorphologic mapping, the granulometric analysis, the ELA estimates, the Schmidt hammer test. A hypothesis about the Pleistocene development of this area was based on this analysis.

OBSAH

1. ÚVOD	7
1.1. TÉMATA A CÍLE VÝZKUMU	7
1.2. VÝZKUMY LOKALIT S GLACIÁLNÍ MODELACÍ RELIÉFU NA ŠUMAVĚ	9
1.3. ZÁJMOVÉ ÚZEMÍ - VYMEZENÍ, STRUČNÁ CHARAKTERISTIKA RELIÉFU	14
1.4. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	16
1.4.1. Geologické poměry	16
1.4.2. Klimatické poměry	19
1.4.3. Hydrologické poměry	22
1.4.4. Pedologické poměry	24
1.4.5. Vegetační poměry	25
2. PRACOVNÍ POSTUP A POUŽITÉ METODY	27
2.1. VSTUPNÍ DATA PRO ANALÝZY V GIS	27
2.2. MORFOMETRICKÉ A MORFOGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY	28
2.2.1. Rozložení nadmořských výšek	30
2.2.2. Sklon svahů	30
2.2.3. Orientace svahů	31
2.2.4. Zastínění	31
2.2.5. Podélné a příčné profilování	32
2.3. TERÉNNÍ VÝZKUM	33
2.3.1. Geomorfologické mapování	33
2.3.2. Mapování rašelinišť	34
2.3.3. Schmidt hammer test	34
2.4. LABORATORNÍ METODY	36
2.4.1. Určení výšky sněžné čáry (ELA)	36
2.4.2. Granulometrie	37
2.5. PRÁCE SE ZDROJI A CITACE LITERATURY	38
3. VÝSLEDKY	39
3.1. ZHODNOCENÍ MORFOMETRICKÝCH A MORFOGRAFICKÝCH CHARAKTERISTIK	39

3.1.1. Rozložení nadmořských výšek	39
3.1.2. Sklony svahů	41
3.1.3. Orientace svahů	46
3.1.4. Zastínění	51
3.1.5. Podélné a příčné profilování	52
3.2. VÝSLEDKY TERÉNNÍHO VÝZKUMU	57
3.2.1. Geomorfologické mapování	57
3.2.1.1. Glaciální destrukční segment reliéfu	57
<i>Karová stěna</i>	
<i>Dno karu</i>	
3.2.1.2. Glaciální akumulární segment reliéfu	64
3.2.2. Hloubka rašelinišť'	70
3.2.3. Schmidt hammer test	71
3.3. VÝSLEDKY LABORATORNÍHO VÝZKUMU	75
3.3.1. Určení výšky sněžné čáry (ELA)	75
3.3.2. Granulometrie	76
4. DISKUZE	79
4.1. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VZNIK ZALEDNĚNÍ.....	79
4.2. PROBLEMATIKA VYMEZENÍ A CHARAKTERISTIK KARU	82
4.3. HYPOTÉZA VÝVOJE ÚZEMÍ BĚHEM POSLEDNÍHO ZALEDNĚNÍ	85
4.4. NADMOŘSKÁ VÝŠKA SNĚŽNÉ ČÁRY	90
5. ZÁVĚR	92
6. LITERATURA	94
7. SUMMARY.....	103
GLACIAL LANDFORMS IN THE ČERNÉ JEZERO LAKE AREA, THE ŠUMAVA MTS.	
8. SEZNAM GRAFICKÝCH PODKLADŮ	105
8.1. SEZNAM TABULEK	105
8.2. SEZNAM GRAFŮ	105
8.3. SEZNAM OBRÁZKŮ	106

1. ÚVOD

1. 1. TÉMATA A CÍLE VÝZKUMU

Období pleistocénu bylo charakteristické celou řadou klimatických změn - střídáním interglaciálních a glaciálních období, které měly dopad na vývoj přírodního prostředí. Dokladem chladnějších klimatických podmínek během glaciálních fází pleistocénu je mimo jiné i přítomnost glaciálních sedimentů a s nimi spojených forem reliéfu.

Střední Evropa se nacházela v nezaledněném koridoru mezi skandinávským ledovcovým štítem a alpským piedmontním zaledněním. Zalednění však nepostihlo pouze vysokohorské oblasti či oblasti ve vyšších zeměpisných šířkách, ale doklady o zalednění nacházíme i v prostředí evropských středohor. Jednalo se o malé izolované horské oblasti např. v pohorích Vogézy (např. Mercier et al., 1999; Mercier & Kalvoda & Bourlès, 1999), Harz (Dübhorn, 1968; Hövermann, 1987), Schwarzwald (Leser & Metz, 1988; Metz, 1997; Rother, 1995), Vysoké Sudety (např. Sekyra, 1964; Engel, 2003; Prosová, 1958), Šumava (Votýpka, 1979; Mentlík, 2003 a 2005), Bavorský les (Hauner, 1980; Pfaffl, 1998a; Pfaffl, 1998b; Raab, 1999) a Tatry (Kotrba & Baumgart-Kotarba, 1999; Kalvoda, 1974). Studium zalednění těchto středohor zaostává za výzkumy vysokohorských oblastí, ve kterých dosáhla glaciální modelace reliéfu podstatně větší intenzity. Přesto nelze říci, že by glaciologické výzkumy v evropských středohorách neměly smysl. Význam výzkumů zalednění hercynských pohoří může v celoevropském měřítku přispět k porozumění vývoji evropské přírody během pleistocénu a nabízí možnost prostorového propojení mezi stratigrafickým systémem skandinávského a alpského zalednění (Raab & Völkel, 2003).

Výzkumu zalednění české i německé části Šumavy byla věnována pozornost už před 150 lety. Nejvýznamnější práce vznikaly na konci 19. a v 1. polovině 20. století. Na české straně byl šumavský výzkum na delší dobu z politických důvodů omezen. Nové možnosti se tak objevily až po roce 1989. V současnosti se nabízí k využití vedle metod klasických i celá řada moderních progresivních metod využívajících výpočetní techniky a náročného přístrojového zařízení. Co se týká stavu výzkumu lokalit s pozůstatky po pleistocénním zalednění Šumavy, dosud není uspokojivě vysvětlena problematika rozšíření glaciálních tvarů reliéfu; přesný rozsah, stratigrafie, mocnost a datace glacienních sedimentů; rozsah, stáří a počet zalednění.

Hlavním cílem této diplomové práce je podat přehled o výsledcích výzkumu zaměřeného na část reliéfu s glaciální modelací v oblasti Černého jezera na Šumavě a na základě analýzy morfografie a morfometrie a pomocí geomorfologických metod mapování vypracovat hypotézu geneze zájmového území. Stěžejní byla především identifikace glaciálního segmentu reliéfu a jeho rozdělení na akumulární a destrukční část z pohledu glaciální modelace.

Cíle lze tedy shrnout do několika následujících bodů:

- morfografická, morfometrická analýza zájmového území
- zmapování výskytu glaciálních akumulací v zájmovém území
- rozdělení území s glaciální modelací na akumulární a destrukční segment
- určení pravděpodobného rozšíření a lokalizace zalednění založené na přítomnosti glaciálních akumulací
- interpretace analytické části a na jejím základě nastínění geneze pleistocénního zalednění zájmového území

V první části této diplomové práce je pozornost věnována přehledu literatury a názorů zabývajících se zaledněním Šumavy, vymezení zájmového území a jeho fyzikogeografické charakteristice. Druhá, analytická, část se zabývá metodikou zpracování této práce a přehledem a charakteristikou použitých metod. V závěrečné části je podán přehled dosažených výsledků práce, které jsou graficky znázorněny, okomentovány a diskutovány. Pomocí použitých metod geomorfologického výzkumu je zde vypracována hypotéza genezy zájmového území.

Předložená diplomová práce s názvem „*Glaciální formy reliéfu v okolí Černého jezera na Šumavě*“ byla zpracována v průběhu prezenčního magisterského studia oboru fyzická geografie na Katedře fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Většina terénních prací proběhla v roce 2005. Téma bylo zpracováváno v letech 2003-2006 nejdříve za účelem zpracovávání ročníkové práce na téma „*Geomorfologie povodí Černého potoka a Černého jezera*“ a následně pro účely této diplomové práce. Vypracování diplomové práce bylo podpořeno též grantem č. KJB 300460501 Grantové agentury České akademie věd „*Srovnání kvartérního vývoje Novohradských hor a vybraných částí Šumavy*“.

1.2. VÝZKUMY LOKALIT S GLACIÁLNÍ MODELACÍ RELIÉFU NA ŠUMAVĚ

Pokud jde o výzkumy, patří Šumava k poměrně málo prozkoumaným pohořím na našem území. Souvisí to především se špatnou dostupností a vysokou zalesněností této periferní oblasti a v 2. pol. 20. století i s nepřející politickou situací. Poznatky o zalednění a glaciální geomorfologii Šumavy jsou značně nejednotné, útržkovité a většina současných autorů se shoduje na tom, že by měla být tato oblast podrobena komplexním geomorfologickým a geologickým výzkumům. Netýká se to pouze geomorfologie, ale i jiných oborů jako geologie, pedologie, botanika apod. .

Geomorfologické práce z oblasti Šumavy pochází povětšinou už z konce 19. a počátku 20. století a jejich přehled je uveden např. v článku *S. Chábery* (1975). Ten uveřejnil v pojednání „*Přehled vývoje názorů na otázku zalednění Šumavy*“ nejvýznamnější autory, kteří se zabývali glaciální geomorfologií Šumavy. Shrnutí a diskuzi názorů na rozsah zalednění Šumavy se věnoval v roce 1933 i příspěvek *J. Kanského*. Uvádí starší představy o zalednění několika autorů z 19. století, mezi nimi hlavně pak názory Baybergera, zastávající rozsáhlého zalednění Šumavy souvislou firnovou pokrývkou nad 1000 m n. m. s rozlohou 200 km² na bavorské a 1 000 km² na české straně pohoří. Dále pak uvádí především dva rozdílné názory svých současníků Priehäussera a Rathsburga, první byl pokračovatelem myšlenky o rozsáhlém zalednění a druhý pak zastáncem lokálního zalednění, ke kterému se přiklání i dnešní autoři. V následujícím textu jsou uvedeny někteří autoři, jejich poznatky a názory na zalednění Šumavy, jak jsou shrnuty v již výše uvedených člancích Chábery (1975) a Kanského (1933).

Systematická výzkumná činnost Šumavy byla započata již v 50. letech 19. století geologickým mapováním *F. Hochstettera* a *V. Zepharoviche* (Kočárek, 2003). První uvedený se ve své práci též okrajově věnuje pozůstatkům po zalednění Šumavy, avšak nesprávně určil a přecenil rozšíření některých tvarů (např. ohlazů). Glaciální rýhy na svorových balvanech na východním svahu Jezerní hory popsal *C. W. Gumbel* (1868, in Kanský, 1933), přičemž však nevyloučil jejich tektonický původ. *J. Partsch* (1882, in Kanský, 1933), který jako jeden z prvních provedl systematický výzkum zalednění Šumavy, vyslovil domněnku glaciálního původu šumavských jezer. Zaledněním Šumavy se zabýval též *F. Bayberger* (1885, in Kanský, 1933). Zastával názor rozsáhlého souvislého rozšíření firnového pokryvu nad 1000 m n. m, o rozloze až 1000 km² v české části Šumavy. Předpokládal existenci několika ledovcových splazů, které zasahovaly hluboko do říčních údolí. Jedním z nich byl ledovec

Úhlovský. Názor o takto rozsáhlém zalednění však nebyl všeobecně přijat. Kritické výhrady měli např. *A. Penck*, *A. Böhm* a *A. Rodler* (in Kunský, 1933). Prokázali neglaciální původ většiny skalních ohlazů a šterkových nánosů, o které se opírala Baybergerova teorie. Glaciální původ ponechali pouze skalním ohlazům na jezerní stěně nad Čertovým jezerem.

Otázkou rozsahu šumavských ledovců a původu šumavských jezer se zabýval v r. 1889 *F. Wagner*, 1903 *F. Suess*, 1904 znovu *J. Partsch*, 1906 a 1908 *A. Sellner* (in Kunský, 1933). První rozsáhlý výzkum všech šumavských jezer na české straně byl uskutečněn *V. Švamberou* (1939), který se touto problematikou zabýval během let 1903 - 1939. Ve své práci o Černém jezeře, doplněné *K. Kuchařem* až v r. 1939 a 1947, shrnuje např. dosavadní poznatky o batymetrických měřeních.

Sporný je též počet šumavských zalednění. *L. Puffer* (1910, 1925, in Kunský, 1933) předpokládal würmské a starší risské zalednění, které dokazoval šterkovými terasami a valy v údolí některých šumavských řek. Odpůrcem staršího risského zalednění byl *F. Machatschek* (1927, in Kunský, 1933). *G. Priehäusser* (1927 – 1931, in Kunský, 1933) ve svých pracích rozděluje zalednění Šumavy do pěti náporů, dvou risských a tří würmských. Svě úvahy zakládal na rozsáhlém podrobném mapování glaciálních tvarů a jejich reliktnů (např. morén, eratických balvanů, ohlazů, svahových stupňů, karů, kamenných moří) a srovnávání jejich morfologických charakteristik (profily jezerními pánvemi a stěnami). Dále oživuje představu o rozsáhlém zalednění, kdy předpokládá pokles sněžné čáry až na 475 m n. m. Odpůrcem těchto názorů byl *A. Rathsburg* (1928, 1932, in Kunský, 1933). Počet svahových ledovců stanovil na dvanáct a nejnižší nadmořskou výšku, do které sestupovaly, na 830 m n. m. Předpokládal zalednění pouze ve würmském období. Šumavské zalednění se snažil srovnat v širším geografickém rámci na základě starší literatury s celkovým zaledněním všech středoevropských středohor. Vycházel z nepřímé závislosti vzdálenosti od oceánu a intenzity zalednění, a tak vzhledem ke značné vzdálenosti Šumavy od oceánu zavrhl možnost jejího rozsáhlého zalednění norského typu (*Rathsburg*, in Kunský, 1933). Článkem „*Naše hory ve věku ledovém*“ podal souhrn poznatků o zalednění našich pohoří v roce 1924 i *F. Vitásek*.

Během válečného období a období komunismu byly výzkumy v pohraničí z části přerušeny. Vyšel obecný přehled „*Geomorfologie Českých zemí*“ od *J. Demka a kol.* (1965), „*Fyzický zeměpis Československa*“ od *J. Kunského* (1968) a některé další práce týkající se konkrétnějších problémů na území menšího regionálního rozsahu, především z jihovýchodní části masivu, které shrnul *J. Votýpka* (1997). Pohoří se věnovali během 60. až 80. let i další autoři.

Jaký vliv měly přírodní podmínky na utváření karů a nivačně přemodelovaných uzávěrů, shrnují ve své práci *M. Prosová & J. Sekyra* (1961). Vychází z výzkumů, které proběhly v Krkonoších, v Hrubém Jeseníku a na Šumavě, a jako přednostní expozici svahů s výskytem karů a jim podobných forem uvažují expozici východní, severovýchodní až severní (případ Černého jezera). Vysvětlují to tím, že se na takto exponovaných místech vlivem menší insolace a tím i ablace déle udržoval sníh. Materiál vyživující pleistocénní ledovce sem byl dále dodáván z vrcholových partií svíváním západními větry. Západní směr větrů je pro naše území dominantním nejen dnes, ale bylo tomu tak i v době rozšíření šumavských ledovců (*Prosová & Sekyra*, 1961). I přes vhodnost přírodních podmínek (chladné podnebí během pleistocénních glaciálů, dostatečné množství atmosférických srážek, příhodný georeliéf, výška sněžné čáry a výhodná paleografická poloha pohoří mezi skandinávským kontinentálním a alpským horským zaledněním) pravděpodobně nedošlo na Šumavě k rozvoji rozsáhlého horského zalednění (*Demek*, 1998). *Demek* (1998) připouští možnost výskytu většího množství ledovců v České vysočině, přičemž vychází z výzkumů ledovců s chladnou bází. Tento typ ledovce se v modelaci reliéfu projevuje zcela minimálně. Výskyt takových tvarů, jako jsou amfiteatrální sníženiny (karoidy), pak může být důkazem výskytu většího množství ledovců než se obecně uvádí. V roce 1987 vydal *S. Chábera* a kol. publikaci „*Příroda na Šumavě*“, která poskytuje všeobecný přehled o přírodních poměrech Šumavy. V rámci typologického průzkumu lesů ČSSR v letech 1960-63 proběhl výzkum lesních půd v oblasti Šumavy, kdy byla věnována pozornost též problematice glaciálních sedimentů (*Pelíšek*, 1978). *J. Sofron & J. Štěpán* (1972) podali podrobnou studii o vegetaci šumavských karů, ve které se věnují i fyzickogeografickým poměrům především karu Černého jezera.

Nejdůležitější výsledky výzkumu přírodních poměrů všech pěti jezer glaciálního původu na české straně Šumavy shrnul ve svém článku v r. 1994 *J. Veselý*. Zabývá se geologií, botanikou, zoologií, hydrochemismem a paleolimnologií. Citace v článku obsahuje 136 položek, které, jak uvádí autor, jsou důležité pro interpretaci acidifikace jezer, což je hlavní náplň autorových výzkumů.

V posledních letech se problematice zalednění a výzkumu území s glaciální modelací reliéfu na Šumavě začala věnovat větší pozornost. V okolí Prášílského jezera, Staré jímky a jezera Laka provádí výzkumy *P. Mentlík* (2002, 2003, 2004a, 2004b 2005). Zabývá se problematikou geomorfologické analýzy v rámci Geomorfologického informačního systému a integrací negeomorfologických metod výzkumu na výše uvedených územích s výskytem

reliktů pleistocénního horského zalednění, přičemž se zaměřuje právě na glaciální formy. V okolí Prášilského jezera identifikoval dvě různě rozsáhlá zalednění přičemž první rozsáhlejší vyplňovalo i Starou jímku, mladší pak bylo vázáno na strmý svah s převažující východní orientací. Také v okolí jezera Laka autor identifikoval geomorfologickým mapováním a analýzou sedimentů dvě fáze zalednění, které mělo formu malého horského ledovce (Mentlík, 2005). Na základě srovnání morfometrických charakteristik vybraných oblastí s glaciální modelací reliéfu vyslovili *M. Housarová & P. Mentlík* (2004) hypotézu o vlivu některých skutečností na intenzitu glaciální činnosti na Šumavě. Výrazný vliv podle nich měly morfostrukturní podmínky (resp. přítomnost tektonických linií S-J směru). Právě výskyt strmých svahů s převažující východní orientací byl faktorem, který ovlivnil zvýšenou glaciální činnost na Šumavě. V rámci komplexního mapovacího úkolu České geologické služby, probíhající v letech 2003-2008, jsou v měřítku 1:25 000 a digitální formě zpracovávány geologické mapy i pro území Národního parku Šumava, které budou zahrnovat i zmapování kvartérních sedimentů. Vývoji přírody Šumavy pozdního glaciálu a holocénu se věnuje i řada palynologických výzkumů soustředěných do oblasti šumavských rašelinišť (Svobodová & Soukupová & Reille, 2002) a šumavských karů (Břízová, 1999; Veselý 1998). Práce *H. Svobodové & L. Soukupové & M. Reilleho* se zabývá znázorněním vývoje přírody za posledních 13 000 let pomocí palynologických záznamů v rašeliništích s odlišnou pozicí v pásu Šumavy (Hůrecká, Rokytecká, Rybářská slat' a Velká a Malá niva). Navzdory výrazným klimatickým změnám ve střední Evropě během posledních 15 000 let, došli autoři ke zjištění, že vývoj rašelinišť na Šumavě ovlivňovaly spíše rozdíly v mezoklimatu.

Na německé straně se glaciální geomorfologií zabývali např. *F. Pfaffl* (1986, 1988, 1992, in Mentlík, 2002), *T. Raab* a *J. Völkel* (1999, 2003). Raab a Völkel na Malém Javorském jezeře zpracovali problematiku glaciálních sedimentů. Za hlavní faktor ovlivňující glaciální reliéf v této oblasti označili předpleistocénní produkty zvětrávání a geologické poměry (ruly). Rozlišili čtyři boční morény a komplex čelních morén ve výšce 830 - 880 m n. m. Maximální délku ledovce Malého Javorského jezera tak stanovili na 2600 m, šířku 800 m a maximální mocnost 115 m. Pleistocénní sněžná čára pak ležela mezi 1050 a 925 m n. m. Na základě datování organických a lakustrinních sedimentů pomocí izotopu ^{14}C určili, že byla oblast Malého Javorského jezera bez ledu už dlouho před 12,4 tisíci let a v mladším dryasu už ledovec nezaznamenal výraznější postup do dnešní jezerní pánve. Zkušební IRSL datování glaciolakustrinních sedimentů ukázalo stáří $32,4 \pm 9,4$ tisíc let, které autoři interpretovali jako maximální stáří posledního zalednění.

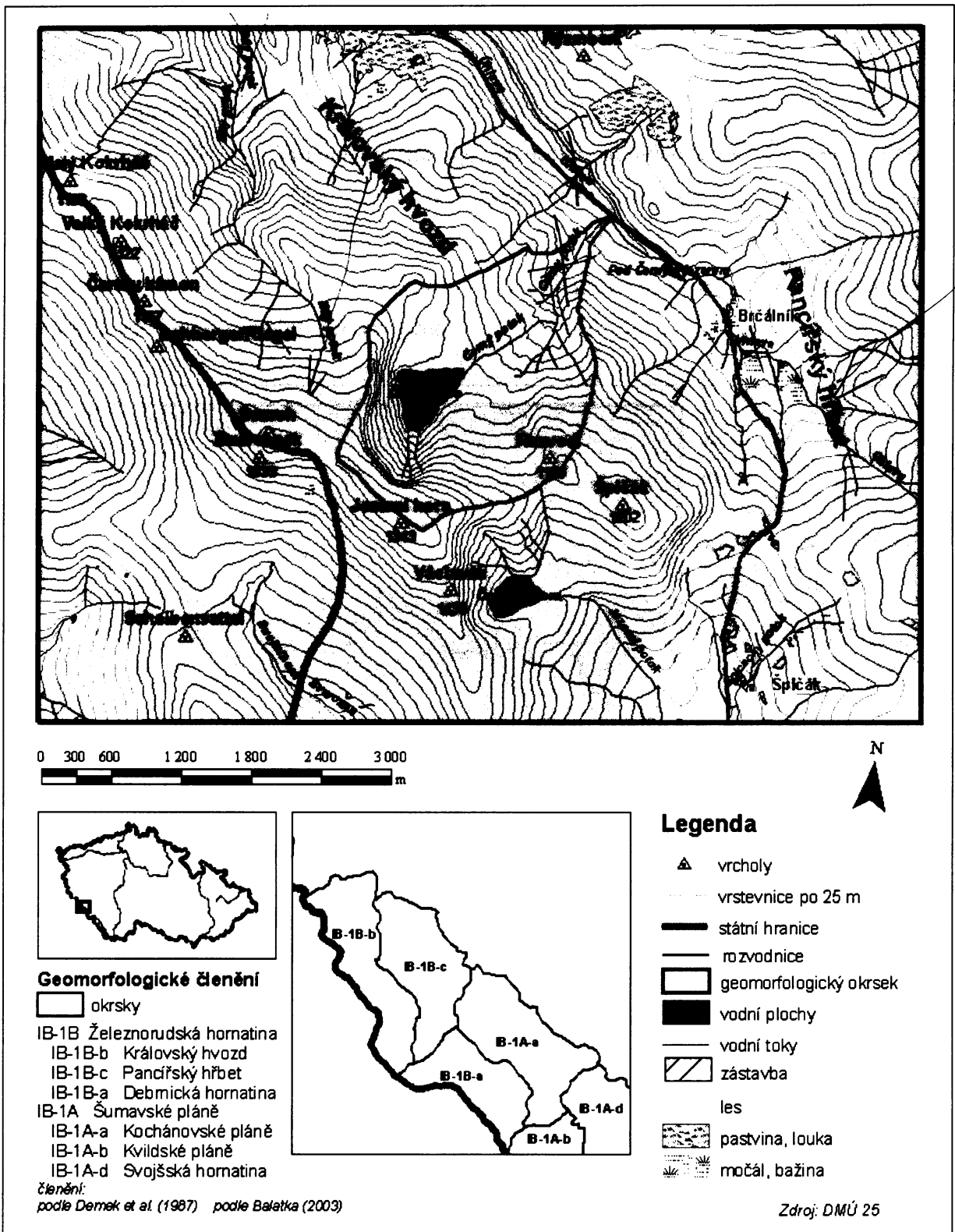
Jak je vidět, Šumava vyvolává řadu polemik již více než 100 let. Jak uvádí *A. Kopecký* (1983), patří mezi nejčastěji kladené otázky např. úloha exogenních a endogenních faktorů při formování pohoří, vývoj a charakter říční sítě, geneze reliéfu a doba vzniku pohoří. Obecně lze říci, že zlatou éru glaciologických výzkumů zažila Šumava na přelomu 19. a 20. století a za První republiky, kdy vznikla celá řada prací věnujících se tomuto tématu. Jejich výsledky přejímala řada autorů následujících 50 let a jsou citovány dodnes. V několika posledních letech byl obnoven výzkum území s pozůstatky po pleistocénním zalednění, který se snaží o širší pohled na problematiku za využití moderních metod. Dá se říct, že současný výzkum zalednění na české straně Šumavy v některých aspektech navazuje na výzkumy z konce 19. a 1. pol. 20. století. Týká se to hlavně zodpovězení otázky charakteru a rozsahu pleistocénního zalednění a nově se zabývá charakterem glacienních sedimentů a jejich datováním.

1.3. ZÁJMOVÉ ÚZEMÍ - VYMEZENÍ, STRUČNÁ CHARAKTERISTIKA RELIÉFU

Zájmové území bylo primárně vymezeno jako povodí Černého jezera a Černého potoka. Toto území bylo ještě rozšířeno ~~a to~~ tak, aby zahrnovalo veškeré reliktické glaciální činnosti a forem sousedního reliéfu, který mohl bezprostředně ovlivnit průběh glaciálních procesů během pleistocénu. Do výzkumu jsou tedy zahrnuty i přilehlé hřbetové plošiny a vrcholové partie mezi Špičákem (1202 m n. m.), Rozvodím (1159,1 m n. m.), Jezerní horou (1343,4 m n. m.) a Svarohem (1333,6 m n. m.). Vymezen byl segment s glaciální modelací reliéfu, který byl dále rozčleněn na akumulární a erozní část.

Studované území se rozkládá ve svahu a na části ^{hřbetu} hřebene nejvyšší části Šumavy cca 6 km sz. od obce Železná Ruda v bývalém okrese Klatovy. Je součástí *Chráněné krajinné oblasti Šumava* a zčásti i *Národní přírodní rezervace Černé a Čertovo jezero*. Povodí Černého potoka, který je levostranným přítokem Úhlavy a vzniká při výtoku z Černého jezera, se rozkládá na severovýchodním svahu Úhlavského údolí. Šumava má v této své sz. části charakter senilního, částečně penneplenizovaného horstva zmlazeného horním tokem Úhlavy (Sekyra in Kodym, 1961). Údolí horní Úhlavy je obecně považováno za nejhlubší šumavské údolí. Výškový rozdíl mezi vrcholem Jezerní hory (1343 m n. m.) a ústím Černého potoka (709 m n. m.) přesahuje 600 m. J. Kůnský (1974) rozdělil Šumavu nad Železnorudskou kotlinou na tři hřbety: v Bavorsku ležící západní Javorský hřbet s nejvyšší horou celého pohoří Velkým Javorem (1456 m n. m.) a Malým Javorem (1384 m n. m.); pohraniční svorový hřbet Královského hvozdu táhnoucí se od Jezerní hory (1343 m n. m.) s východní rozsochou Špičáku (1202 m n. m.) přes Svaroh (1333 m n. m.) k Ostrému (1280 m n. m.); hřbet probíhající za Špičáckým sedlem (999 m n. m.) přes Pancíř (1214 m n. m.), Můstek (1234 m n. m.) a Prenet (1071 m n. m.).

Podle *Podrobného regionálního členění reliéfu* (Balatka, 2003) lze studovanou oblast povodí Černého potoka zařadit následovně do systému geomorfologického členění: provincie Česká vysočina, Šumavská subprovincie, oblast Šumavská hornatina^a, celek Šumava, podcelek Železnorudská hornatina a geomorfologický okrsek Královský hvozd. Bezprostředně sousedícími jednotkami jsou na severozápadě hraničářská část Královského hvozdu, na jihovýchodě Můstecký hřbet a severovýchodě Hojsovostrážecká vrchovina, které jsou součástí okrsku Pancířský hřbet. Dle členění Demek^a a kol. (1987) náleží zájmové území do jednotky IB - 1 Šumava, IB - 1B Železnorudská hornatina, IB - 1B - b Královský hvozd.



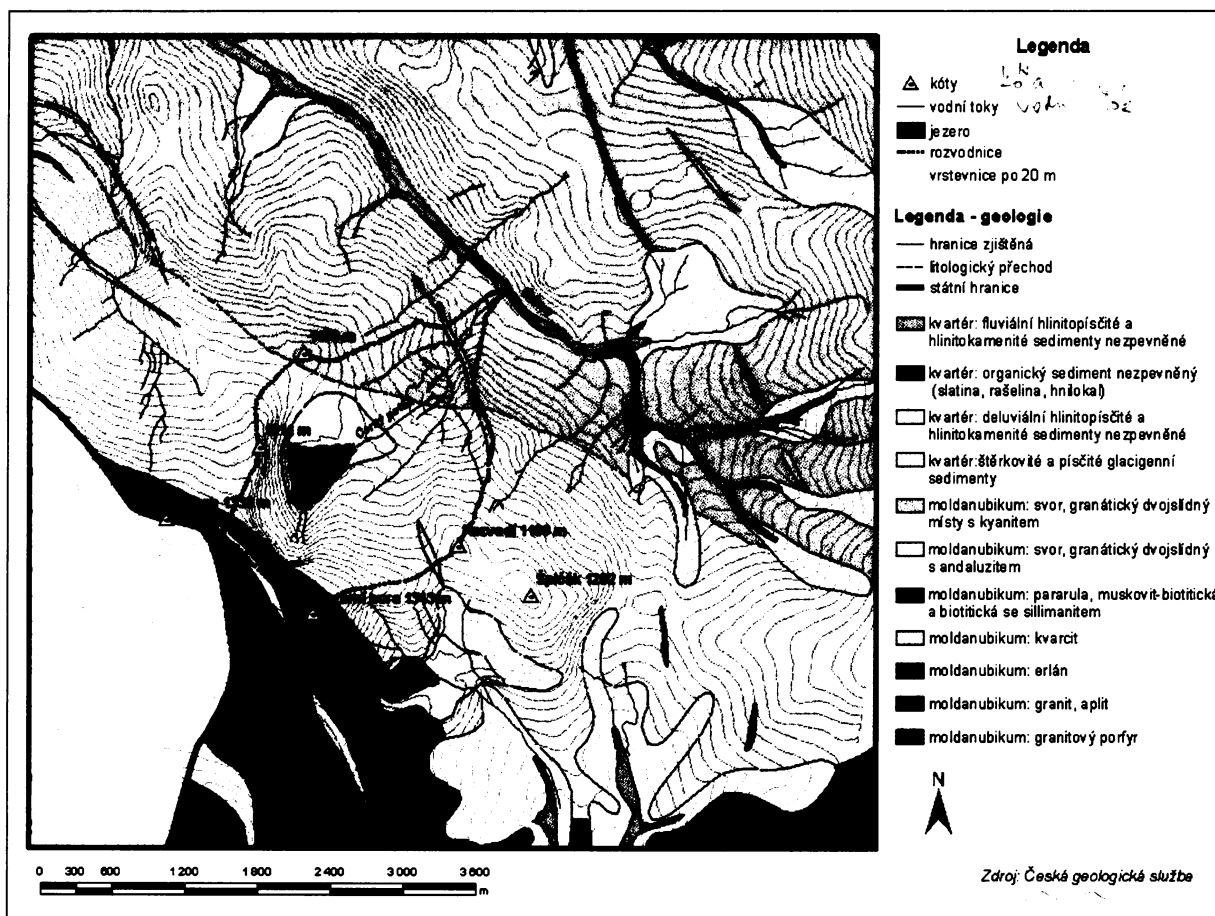
cl
pó
2001

Obr. 1: Lokalizace zájmového území a jeho zařazení do systému geomorfologického členění.

1.4. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

1.4.1. Geologické poměry

Oblast okolí Černého jezera je součástí moldanubika Českého masivu. Moldanubikum je jádrou částí variského orogenetického pásma pozdně paleozoického stáří (Vejnar, 1963). Je tvořena stratigraficko-tektonickou jednotkou nejasného postavení nazvanou O. Kodymem ml. (1961) *série Královský hvozď*. Z litologického, strukturního a metamorfního pohledu je tato jednotka velmi nehomogenní.



Obr. 2: Geologické poměry okolí Černého jezera

Série Královského hvozdu je budována řadou typů krystalických břidlic - svory a svorovými rulami, v menší míře rulami. Kromě toho se zde vyskytují vložky kvarcitů, vápenců, grafitických a kyzových břidlic a amfibolitů. Případný výskyt vyvěřelých hornin je z kvantitativního hlediska zcela zanedbatelný (Vejnar, 1963). Povodí Černého jezera a Černého potoka jsou tvořena granát-biotit-muskovitickými svory se staurolitem, andalusitem, ilimenitem, turmalínem a apatitem a muskovit-biotitickou rulou (Babůrek, 1993). V zájmovém území mají svory jednotnou foliaci SZ-JV směru s plochami foliace ukloněnými

k SV. Směrem k JZ foliace přechází ze subvertikální do subhorizontální polohy (Babůrek, 1993). V bezprostředním okolí Černého jezera se nacházejí kvartérní nezpevněné sedimenty glaciofluviálního původu. Tvořeny jsou různě velikými bloky, často dosahujícími velikosti větší než 1 m v průměru. Tyto bloky tvoří skelet vyplněný jemnějším písčitém a šterkovitým materiálem, který vznikl zvětráváním okolních hornin (Jiroušek, 1966).

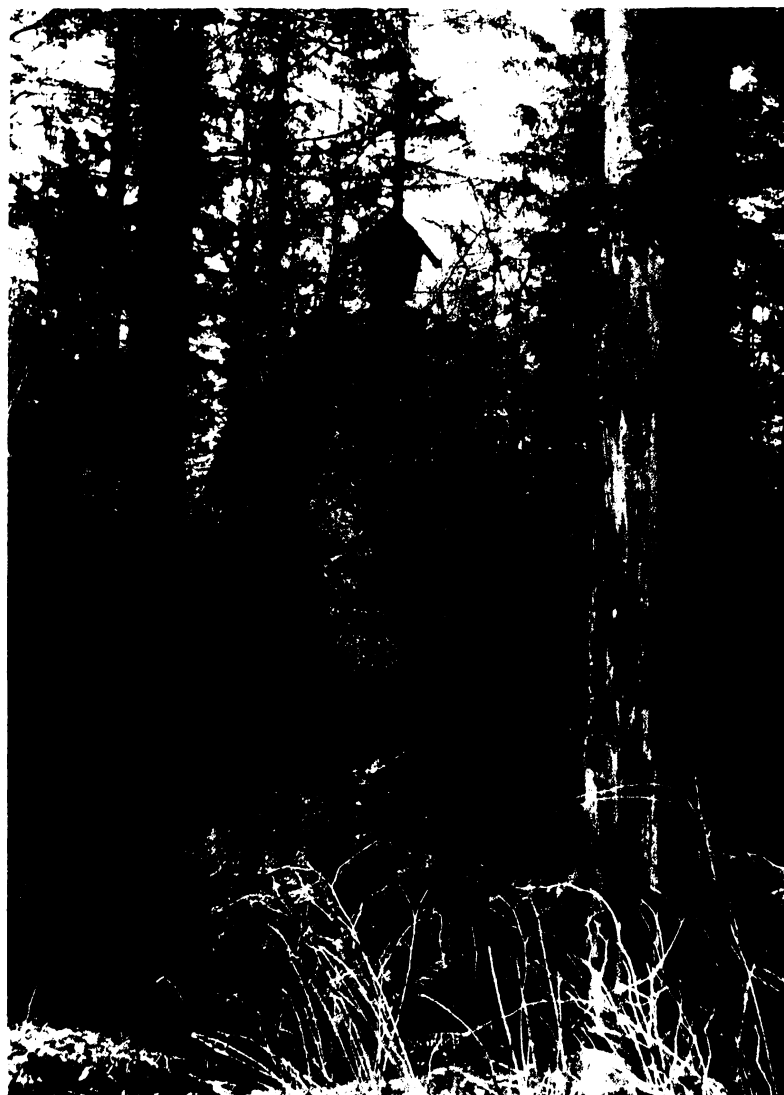
Dvojslídny granátický svor tvoří často výrazné izolované výchozy typu toru (viz. Obr. 3), které jsou lokalizovány převážně nad Jezerní stěnou. Tento typ dvojslídneho svoru má bělavě šedé stříbřitě lesklé zabarvení, je drobnozrnny až středně zrnitý, zpravidla výrazně břidličnatý a často vráskovaný (Vejnar, 1963). Velmi častý je v této hornině výskyt mocných čoček bezbarvého či bílého křemene. Oblast Černého jezera a Špičáku (1202 m n. m.) je prostoupena křemennými čočkami decimetrových až metrových rozměrů.



Obr. 3: Tor na plošině nad karovou stěnou Černého jezera. (Foto: K. Vočadlova, 9/2005).

Hojnými jsou v oblasti vložky bělavě šedých kvarcitů, popř. živcových kvarcitů. Nalézt je lze ve svorech i rulách, kde tvoří několik metrů až desítek metrů mocné čočkovité polohy. Bývají zvrásněny ve velmi ostré vrásky decimetrových až metrových rozměrů. Většinou jsou nedokonale břidličné, jemnozrnny, vzácněji drobnozrnny. Mívají lavicovitou povahu a někdy se střídají s tenčími polohami kvarcitických svorů až svorů velmi bohatých slídou (Vejnar, 1963). Lavice kvarcitů se vyskytují ostrůvkovitě ve třech pruzích směru SZ-JV: v sedle mezi Jezerní horou (1343 m n. m.) a Rozvodím (1189 m n. m.), na hřbetu mezi

Jezerní horou a Svarohem (1333 m n. m.) a cca 1,3 km na východ po Jezerní cestě od Černého jezera na Špičácké sedlo (tzv. Černá skála, Obr. 4) (Vejnar & Miksa, 1988; Vejnar & Kopecký & Růžička, 1990). Kvarcitové pruhy vytváří v území skalní hradby, které jsou charakterizovány jako skalní útvary s výraznější délkou než šířkou.



Obr. 4: Skalní hradba, tzv. Černá skála. (Foto: K. Vočadlová, 4/2004).

První uvedený kvarcitový pruh probíhá napříč sedlem v délce cca 350 m. Mentlík (2002) zde zjistil výskyt kvarcitů i těsně pod vrcholem Rozvodí, kde tvoří menší kamenná moře. Druhý kvarcitový pruh je cca 1150 m dlouhý a jeho převážná část buduje horský hřbet Královského hvozdu mezi Jezerní horou a Svarohem. Poslední pruh leží na severním svahu hřbetu Rozvodí – Špičák ve výšce cca 1045 m n. m. (Vejnar & Miksa, 1988; Vejnar & Kopecký & Růžička, 1990) a tvoří cca 1750 m dlouhý hřbet zpočátku S-J směru dále pak

typického směru SZ-JV. Přítomnost vložek těchto odolnějších hornin se významně uplatňuje v morfostrukturní stavbě této oblasti.

Horninové pruhy ve zkoumané oblasti Královského hvozdu vyklíňují z obecného směru SZ-JV a stáčí se do směru S-J. Metamorfní foliace a břidličnatost sleduje průběh horninových pruhů a je paralelní s páskováním kvarcitů a s kvarcitickými vložkami ve svorech. Břidličnatost je nejlépe vyvinuta u dvojslídnych svorů a nejhůře u kvarcitů. Sklon ploch břidličnatosti dosahuje nejčastěji hodnot 50-70° (Vejnar, 1963).

Neotektonické pohyby probíhající ve studované oblasti od druhé poloviny oligocénu zdeformovaly mezozoicko-paleogenní penneplenizovaný reliéf Šumavy a během saxonské tektoniky došlo k oživení starších zlomů (moldanubických, assyntských) i ke vzniku zlomů nových (Kopecký, 1983). Tektonické struktury měly podle Kopeckého rozhodující vliv na utváření říčních údolí Šumavy. Charakter tektonických pohybů souvisí i s výraznou vertikální členitostí podélných a příčných profilů řek (Kopecký, 1983). V případě šumavských řek lze nalézt řadu toků s výskytem anomálií v průběhu jejich podélného profilu, které se shodují s průběhem zlomů, např. Jelenka, Ostružná. U řeky Úhlavy byly v úseku probíhajícím Královským Hvozdem nalezeny též anomálie v průběhu podélného profilu (Hartvich, 2005). Není však jasné, zda odpovídají průběhu nějakého zlomu nebo jsou jen výsledkem odlišné geomorfologické hodnoty podložních hornin, změnou v erozní bázi či mají jinou příčinu.

1.4.2. Klimatické poměry

Období pleistocénu bylo charakteristické klimatickými změnami, během nichž se ochladilo natolik, že se na severní polokouli vytvořilo rozsáhlé zalednění. Poslední eemský interglaciál trval přibližně 20 000 let (před 135 000 - 115 000 lety) a průměrná teplota byla v tomto období přibližně o 2°C vyšší než dnes. Maximální rozšíření skandinávského ledovcového štítu během posledního viselského glaciálu se klade do období před 21-18 000 (Calkin in Menzies, 1995). Ložek (1973) uvádí, že se průměrná roční teplota, rekonstruovaná na základě rozborů pozůstatků flóry a fauny, během studených období hlavního glaciálu pohybovala mezi -3°C až -4°C (tj. o 11 až 13°C méně než dnes). Autor se dále zmiňuje, že průměrná roční teplota stanovená na základě studia periglaciálních jevů vychází ještě nižší a to až o 16°C méně než dnes. Mimo výrazného snížení teploty došlo též k vysušení klimatu, tzn. nástupu velmi drsného pevninského klimatu. Zatímco v obdobích viselského interstadiálu dosahovaly průměrné roční úhrny srážek 300 – 400 mm a teploty 3°C, v anaglaciální fázi už jen 200 – 300 mm a – 3°C (Ložek, 1973). V Evropě vedly tyto klimatické změny k vyvinutí rozdílně mocného a typově odlišného zalednění, které bylo

soustředěno do třech hlavních oblastí: skandinávský ledovcový štít, alpské piedmontní zalednění a údolní a karové zalednění ve vyšších středohorách (Raab, 1999), kam je možné zahrnout šumavské ledovce. Následující trend globálního oteplování před 17 000 lety (interstadiál Bølling) a před 13 500 lety (interstadiál Allerød) byl přerušen posledními chladnými výkyvy staršího (14 - 13 500 let BP) a mladšího dryasu (13 - 11 500 let BP) (Calkin in Menzies, 1995), během tohoto ^{ledových} posledního období mohly pravděpodobně vzniknout postglaciální tvary typu/ nivační deprese v karové stěně a protalus rampart.

V současnosti má celkový ráz podnebí Šumavy přechodný charakter mezi podnebí kontinentálním a oceánským. Severozápadní část Šumavy v okolí Černého jezera spadá do klimatické oblasti E. Quittm (1971) označované jako CH7. Klima je charakteristické velmi krátkým až krátkým, mírně chladným a vlhkým létem. Přechodné období je dlouhé s mírně chladným jarem a mírným podzimem. Zima je dlouhá, mírná až mírně vlhká s dlouhým trváním sněhové pokrývky. Z dlouhodobých průměrů délky trvání sněhové pokrývky pro vybraných 11 šumavských stanic (Hartmanice, Kolinec, Prášily, Čachrov, Hojsova Stráž, Nýrsko, Železná Ruda – Špičák, Železná Ruda, Strážov, Srní, Sušice) (zdroj ČHMÚ) je patrné, že měsícem s největším počtem dnů se sněhovou pokrývkou je ve většině případů leden. Všechny stanice s trváním sněhové pokrývky převyšující v dlouhodobém průměru 100 dní (Špičák, Prášily, Železná Ruda, Srní a Hojsova Stráž) leží ve výšce kolem 800 m n. m a více v návětrné a vrcholové části pohoří. Počet dnů se sněžením dosahuje v oblasti Černého jezera v průměru 76 dnů za rok. Sněhová pokrývka se nejdéle udrží na Jezerní hoře a dosahuje mocnosti 100 – 120 cm, v oblasti jezera 90 – 105 cm (Správa NP a CHKO Šumava, 1997). Největší mocnost sněhu je v prostoru. Přispívá k tomu druhotně převívaný sních z návětrných svahů z údolí řeky Bílá Řezná na bavorské straně (vliv anemoorografického systému viz. níže) (Sofron & Štěpán, 1971). Tento sních vytváří závěje, které v případě narušení rovnováhy ^{na}ba svazích dávají vzniknout menším lavinám. Sofron & Štěpán (1971) na základě vlastních pozorování z několika dnů během roku 1966 uvádějí, že pozorovali během 1 hodiny sesuv až 25 menších lavin (sněhových závalků) v karové stěně Černého jezera. Nejvíce lavin bylo soustředěno do jižní části karu. Tato severně exponovaná část karové stěny je místem, kde se při úpatí stěny amfiteátru hromadí velké množství sněhu. Je také místem, kde se nejdéle akumuluje (ve formě sněhových polí) a kde vydrží většinou až do pozdního jara. Sofron & Štěpán (1971) uvádějí dva příklady z roku 1965 a 1967, kdy zde sních ležel ještě 3. a 8. června (Obr. 5). Podle analýzy zastínění karu provedené na digitálním modelu reliéfu je toto místo během roku prakticky trvale zastíněné.



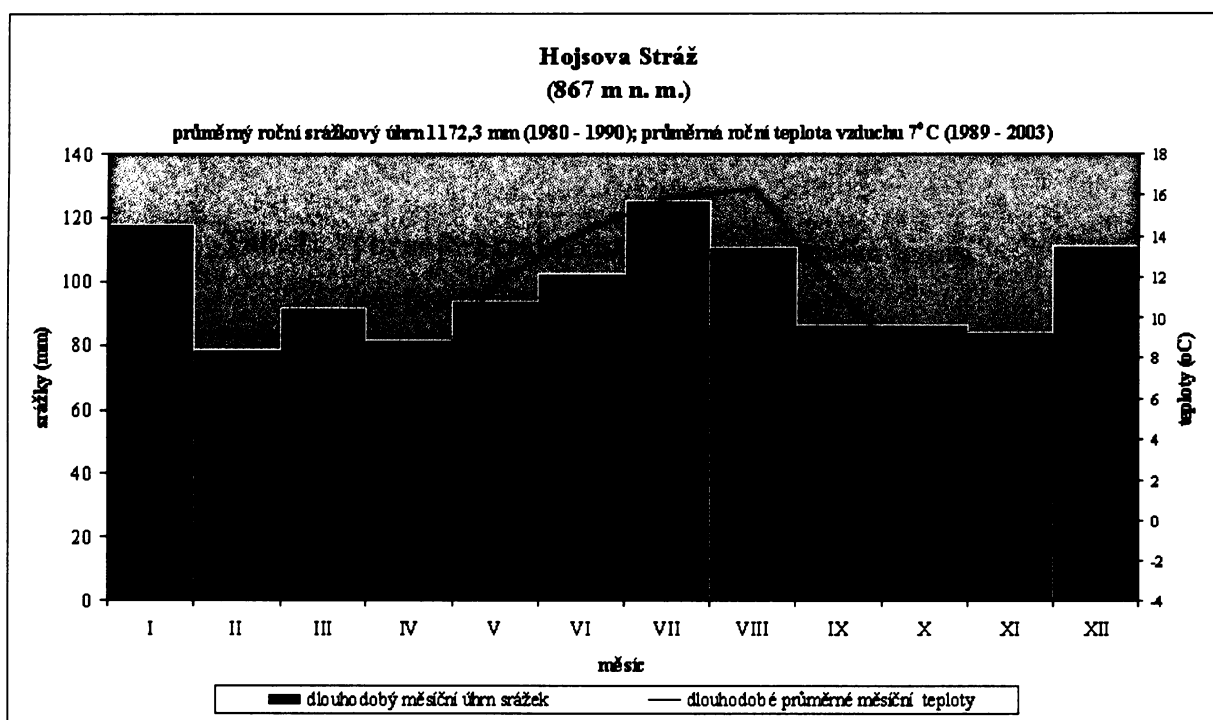
Obr. 5: Sníh u úpatí vysoké skalní stěny v jižní části karu. Foto: K. Vočadlova, 5/2005).

Zájmová oblast se nachází v návětrné části Šumavy, kde převládá (zejména v zimním období) jz. a z. vzdušné proudění, což způsobuje rovnoměrné rozložení srážek během celého roku (Strnad ~~in Anděra & Zavřel~~ 2003). Západní a jihozápadní větry v oblasti Černého jezera představují 43 % relativní četnosti všech větrů v oblasti Jezerní hory a okolí (Správa NP a CHKO Šumava, 1997). Klima karu Černého jezera je ovlivněno anemo-orografickým systémem údolí řeky Bílá Řezná (Weisser Regen), které se nachází na ^{JZ} druhé straně hlavního hřebetu Královského hvozdu. Hlavní proudění postupuje proti směru toku nejdříve Z-V směrem, který se později mění na SZ-JV směr. Přechází přes hřeben a údolím řeky Svarožné dále do Železnorudské kotliny. Kar Černého jezera a údolí horní Úhlavy vykazuje nižší srážkové úhrny než kar Čertova jezera. Kar Černého i Čertova jezera lze označit za závětrné turbulentní prostory A-O systémů řeky Bílá Řezná (Sofron & Štěpán, 1971). Převládající západní větry vytvářejí proudění, které klesá na východní straně karu a vrací se při hladině jezera zpět.

V hraničním pásmu návětrné strany pohoří spadne při západní situaci až 5 krát více srážek než v referenčních stanicích ve středních Čechách (Strnad ~~in Anděra & Zavřel~~, 2003).

Dlouhodobé měsíční a roční úhrny srážek v nejbližších 9 šumavských stanicích (Hartmanice, Kolinec, Prášily, Čachrov, Hojsova Stráž, Nýrsko, Železná Ruda – Špičák, Železná Ruda, Strážov) (zdroj ČHMÚ) ukazují zvyšování ročního úhrnu srážek (až na 1329 mm ve stanici Prášily) s rostoucí nadmořskou výškou a zároveň směrem do vrcholové části Šumavy. Zároveň se zvyšuje i podíl zimních srážek (tvoří cca 25 %) ve výše položených stanicích Hojsova Stráž, Prášily, Špičák a Železná Ruda. Oproti tomu stanice v nižších nadmořských výškách vykazují nižší hodnoty dlouhodobého úhrnu srážek (do 830 mm) a vyšší podíl srážek v letním období na úkor období zimního (Vočadlová, 2004).

Nejblíže k zájmovému území položená klimatická stanice se nachází v obci Hojsova Stráž (867 m n. m., cca 3,5 km SV od Černého jezera) (zdroj ČHMÚ). Stanice vykazuje v ročním průměru teplotu 7°C a zápornou průměrnou měsíční teplotu pro všechny tři zimní měsíce: v prosinci $-1,4^{\circ}\text{C}$, v lednu $-1,2^{\circ}\text{C}$, v únoru $-0,3^{\circ}\text{C}$ (Vočadlová, 2004).



Graf 1: Klimatické charakteristiky na stanici Hojsova Stráž.

1.4.3. Hydrologické poměry

Zájmové území leží v povodí Černého jezera a Černého potoka (plocha povodí $3,89 \text{ km}^2$), který vytéká z jezera a je součástí povodí Úhlavy.

Černé jezero (1007,5 m n. m.) se nachází v karu vyhloubeném v severním svahu Jezerní hory (1343 m n. m.) 6 km severozápadně od obce Železná Ruda. Jezero nazývané též Bystřické, Železnorudské či Dešenické je rozlohou největším, nejhlubším a nejnižší

položeným glaciálním jezerem na české straně Šumavy. Historie výzkumu Černého jezera spadá již do období druhé poloviny 19. století. První výzkumy jezera zde uskutečnili Frič, Bayberger, Vávra, Wagner. Bayberger vytvořil v roce 1886 první batymetrickou mapu Černého jezera. Významně k poznání Černého jezera přispěl V. Švamberský, který se v letech 1903-1939 zabýval hydrografickými výzkumy šumavských jezer (Janský a kol., 2005). Díky svým specifickým přírodním podmínkám se stala oblast karu stanovištěm i pro některé vzácné glaciální relikty. Příkladem může být šidlatka jezerní (*Isoetes lacustris* L.), kriticky ohrožený druh vodní rostliny vyskytující se v ČR právě pouze na dně Černého jezera v hloubce od 3 – 8 m (Čeřovský a kol., 1999). Ekobiologií šumavských šidlatek se zabývá i Katedra botaniky na Přírodovědecké fakultě Univerzity Palackého v Olomouci.

Jezero je napájeno dvěma přítoky pramenícími v karové stěně v severním svahu Jezerní hory. Jezero má výrazný trojúhelníkový půdorys a je hrazeno morénou. Hráz je antropogenně upravena a jezero slouží jako retenční nádrž pro menší, dosud funkční přečerpávací vodní elektrárnu v Hamrech, jejíž provoz způsobuje kolísání hladiny Černého jezera až o 4 cm (Tesař, 2003). V tabulce jsou uvedena některá vybraná data týkající se základních charakteristik Černého jezera.

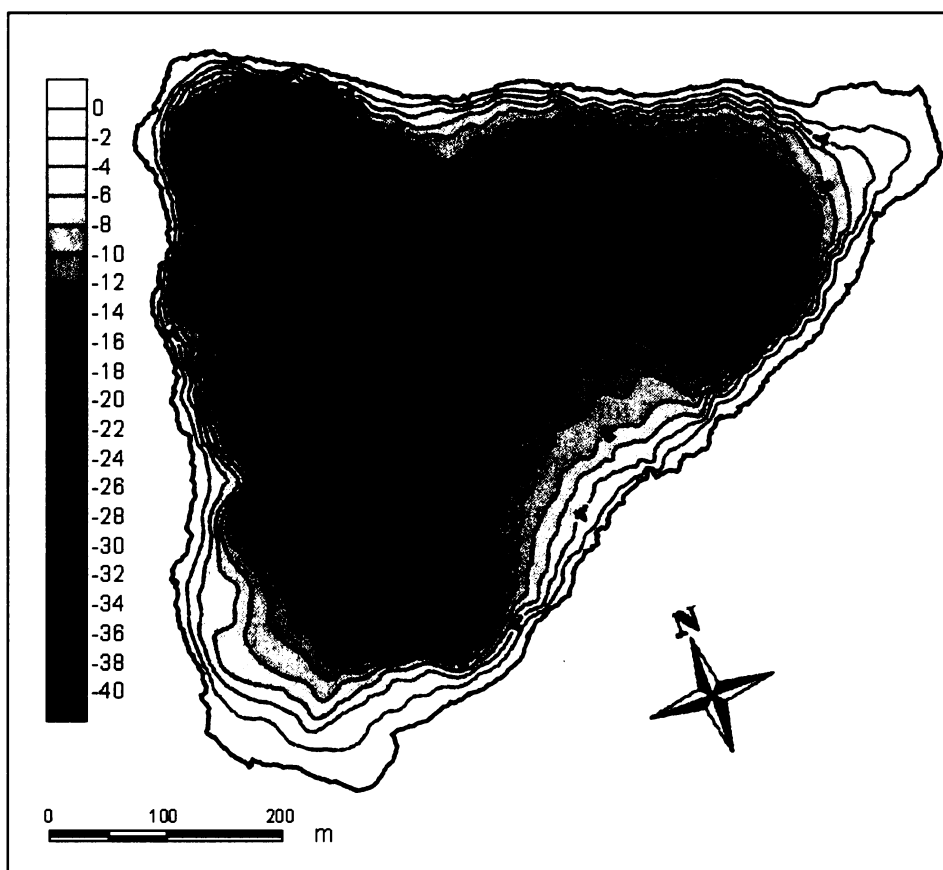
Tab. 1: Vybrané charakteristiky pánve Černého jezera
(upraveno podle Janský a kol., 2005)

Plocha jezera [ha]	18,79
Objem jezera [tis. m ³]	2924,8
Obvod břehové linie jezera [m]	2110,7
Délka jezera [m]	693,1
Největší šířka jezera [m]	459,3
Průměrná šířka jezera [m]	271,2
Stupeň členitosti břehové čáry	1,37
Maximální hloubka jezera [m]	40,1
Střední volumetrická hloubka jezera [m]	15,57
Střední sklon dna jezera [°]	14°20'
Nadmořská výška hladiny jezera [m n.m.]	1007,513
Plocha povodí jezera [km ²]	1,241
Střední nadmořská výška povodí [m n. m.]	1144,6
Střední sklon povodí [°]	25°22'

Voda z jezera je odváděna Černým potokem, který se cca po 1800 m v nadmořské výšce 709 m n.m. vlévá zleva do Úhlavy. Po hřbetnici mezi Svarohem (1333 m n. m.), Jezerní

horou (1343 m n. m.) a Rozvodím (1189 m n. m.) probíhá významné hydrologické rozhraní – hlavní evropské rozvodí Labe – Dunaj mezi úmořím Severního a Černého moře.

Nejbližše k povodí ležícím měrným profilem je Stará Lhota na Úhlavě (1-10-03-007, 486,82 m n. m.) při výtoku z vodní nádrže Nýrsko (Hydrologická ročenka ČR 1998). Plocha povodí Úhlavy je po tento profil 81,12 km², průměrný roční průtok činí 1,45 m³/s a průměrný roční stav 28 cm (ČHMÚ). Plocha povodí Úhlavy po Ostrý potok (1-10-03-001) je 24,414 km², délka údolí 9 km, charakteristika povodí $P/L^2 = 0,32$ a lesnatost 90 % (Hydrologické poměry ČSSR). Povodí Úhlavy po Nýrsko (1-10-03-009) má plochu 102,07 km², rozdíl srážek a odtoku činí 386 mm, odtok 542 mm, odtokový součinitel je 0,58 a specifický odtok 16,17 l/s/km² (Hydrologické poměry ČSSR, 1967).



Obr. 6: Batymetrická mapa Černého jezera (Janský a kol., 2005).

1.4.4. Pedologické poměry

Z pedologického hlediska patří Šumava mezi významné oblasti s výskytem některých specifických horských půdních typů. Tyto typy půd se vyvinuly ve speciálním půdně geografickém prostředí (Pelíšek, 1983). Specifičnost této oblasti oproti jiným horským oblastem České republiky dává Tomášek (1996) do souvislosti s vyzdviženými zarovnanými

povrchy a mírným charakterem klimatu. Zarovnané povrchy měly vliv na vývoj a rozmístění semihydromorfních a hydromorfních půd. Klima je zřejmě více ovlivněno jižní pozicí pohoří v rámci ČR a především teplým prouděním z jihu (efekt sousedních Alp). Výsledkem je potom málo se měnící výšková půdní zonalita.

Podle Půdní mapy ČR 1:50 000 (Tomášek a kol., 1992; Tomášek & Straka, 1997) jsou převažujícími půdními typy území kryptopodzol na svorech a na nekarbonátových glaciálních štěrcích a podzol na svorech, které tvoří cca 70 % území. Významně jsou zastoupeny i rankery vyskytující se ve vrcholových partiích území a v karové stěně. V zamokřených územích v okolí paty karové stěny a v depresích mezi valy morén se vyskytují hydromorfní skupiny půd (gleje).

1.4.5. Vegetační poměry

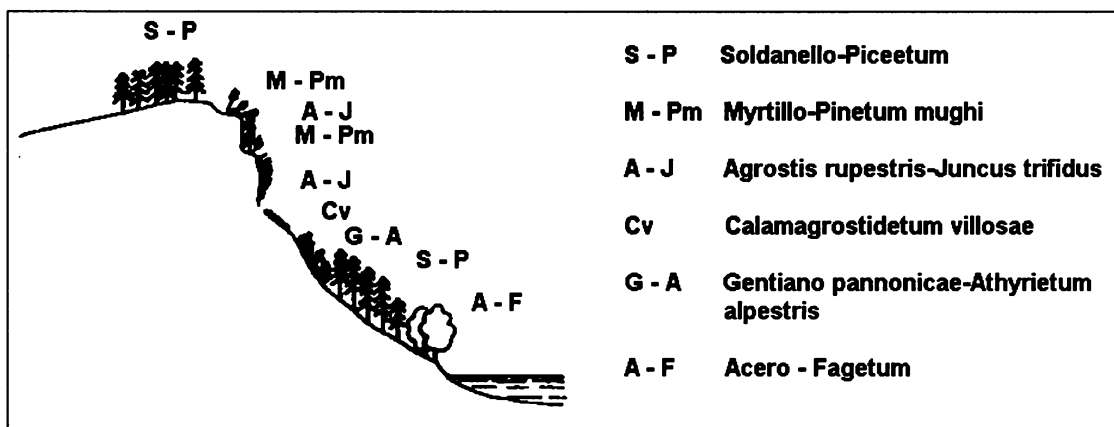
Na základě palynologických výzkumů na Šumavě je možné určit vývoj vegetačního krytu během pozdního glaciálu a holocénu. Palynologické studie ze Šumavy ukazují během pozdního glaciálu na převahu travinné vegetace s borovicemi (*Pinus*) (Svobodová & Reille & Goeury, 2001; Veselý, 1998). Šumava měla na přelomu staršího dryasu a Böllingu charakter otevřené parkové krajiny s travinami s roztroušenými keři a stromy (Svobodová & Reille & Goeury, 2001). V SZ části pohoří se začala na konci pozdního glaciálu v mladším dryasu (před 11 000 lety) objevovat první rašeliniště. Ze záznamu z pylových diagramů (Svobodová & Soukupová & Reille, 2002) ze SZ části pohoří vyplývá, že během tohoto období v oblasti převažovala tundro-stepní vegetace. Preboreál (10 000 let BP) byl charakteristický výskytem otevřených formací borových a březových lesů. V boreálu (9 000 let BP) začaly expandovat lískové a lískovo-smrkové porosty. Během klimatického optima atlantiku se rozšířily smrkovo-bukové lesy. Smrk a buk s příměsí jedle tvořily lesy i během subboreálu (4 000 let BP) a staršího subatlantiku (2 000 let BP) (Svobodová & Soukupová & Reille, 2002). V posledních třech stoletích byly tyto porosty nahrazeny smrkovými a borovými lesy.

Z analýzy pylových diagramů ze sedimentů na dně Černého jezera (Veselý, 1998) vyplývá převaha dřevin nad bylinami a to téměř po celou dobu posledních 5000 let, přičemž širší okolí jezera bylo asi do 2400 let BC hustě zalesněno a převažovaly zde porosty smrku (*Picea*), lísky (*Corylus*), olše (*Alnus*) a břízy (*Betula*). Vyšší zastoupení jilmu, lísky a dubu v nejstarší vrstvě od cca 3300 let BC (Veselý, 1998) souhlasí s vyššími teplotami v období atlantiku, navíc byl zaznamenán kolem 2600 let BC pokles podílu organického materiálu v sedimentu a to pravděpodobně z důvodu zvýšeného přínosu minerálních částic do jezera, tzn. v této době probíhala zvýšená eroze, která byla způsobena poškozením a rozvolněním

lesního porostu. Po té následovalo snížení podílu smrku, buku, jasanu a vrby a oproti tomu roste zastoupení jedle (Veselý, 1998), postupně jsou však jehličnaté stromy na několik následujících století částečně nahrazeny listnatými stromy.

V současné době jsou jezerní stěna a kar stanovištěm vzácné arkticko-alpinské, alpské a subalpské vegetace: vrby velkolisté (*Salix appendiculata*), sítiny trojklané (*Juncus trifidus* L.), psinečku skalnatého (*Agrostis rupestris*), jinořadce kadeřavého (*Cryptogramma crispa* (L.) Hocker), zimolezu modrého (*Lonicera coerulea*) a středoevropského endemita hořce panonského (*Gentiana pannonica* (L.) Scop), který zde roste v nelesních cenózách ledovcového karu (Čeřovský a kol., 1999; Maršáková – Němejcová & Mihálik a kol., 1977). Díky svým specifickým přírodním podmínkám se stala oblast karu stanovištěm i pro některé vzácné glaciální relikty. Příkladem může být šidlatka jezerní (*Isoetes lacustris* L.), kriticky ohrožený druh vodní rostliny vyskytující se v ČR právě pouze na dně Černého jezera v hloubce od 3 – 8 m (Čeřovský a kol., 1999).

V okolí Černého jezera na hřebenu Jezerní hory byly původní porosty převážně nahrazeny kulturními smrččinami, které v současnosti přibližně odpovídají smrččinám přirozeným a mají stáří až 120 - 130 let. V karové stěně Černého jezera se vyskytují klečové porosty. Při úpatí karové stěny se na deluviálních sedimentech uchytila bučina (Sofron & Štěpán, 1971). Přirozená klimatická horní hranice lesa není na české straně Šumavy vyvinuta. Karovou stěnou Černého jezera probíhá pouze horní hranice zapojeného smrkového lesa. Na snížení lesní hranice zde mají výhradně vliv svahové a další procesy vyplývající z konfigurace terénu (nadměrný sklon, neschopnost zakořenit ve skalním podloží). Sofron & Štěpán (1971) podle klasifikace Jeníka (1961) označují tuto hranici jako „sevřenou hranici lesa se smrkem“ a veškerý porost nad ní považují za alpskou a subalpskou vegetaci.



Obr. 7: Znázornění zonálního sledu fytocenóz v karové stěně Černého jezera (upraveno podle Sofron & Štěpán, 1971).

2. PRACOVNÍ POSTUP A POUŽITÉ METODY

2.1. VSTUPNÍ DATA PRO ANALÝZY V GIS

Morfografické a morfometrické analýzy a tvorba map byla uskutečněna v prostředí GIS. Využity byly programy ArcGIS 9.1 a jeho extenze Spatial Analyst, 3D Analyst, ArcView 3.2 a jeho extenze Spatial Analyst, 3D Analyst, Geoprocessing a Profile Extractor 6.0 pro 3D Analyst. Analýzy byly prováděny na digitálním modelu reliéfu (DMR).

Jako vstupní topografická data byla použita vektorová databáze DMÚ-25, která koresponduje s vojenskou mapou Topografické mapy Generálního štábu Armády České republiky v měřítku 1 : 25 000. Zájmové území se nachází na listu M-33-099-A-d, k pojetí širšího území je třeba připojit i list M-33-099-C-b. Výhodou tohoto díla je, např. oproti ZABAGED/1, přesah přes státní hranice ČR. Tento fakt byl jedním z hlavních faktorů při rozhodování, jakou bázi topografických dat pro zájmové území vybrat. Dalším z faktorů bylo lepší vyjádření terénu vrstevnicemi v části území, kde se nacházejí boční a čelní morény. Vrstevnice DMÚ-25 jsou v intervalu ~~po~~ 5 m. Polohopis (vodní toky, vodní plochy, komunikace, zástavba, výškové body) byl doplněn ze ZABAGED/1 v měřítku 1 : 10 000 (listy 21-42-23, 21-42-24, 21-44-03, 21-44-04). Vodní toky byly v některých částech v zájmovém území zpřesněny a doplněny terénním GPS mapováním. Hloubnice Černého jezera byly získány ~~geokódováním a následnou ruční~~ vektorizací z batymetrické mapy vytvořené Janským a kol. (2005). Hloubnice jsou v intervalu 2 m. Pro vytvoření map s menším měřítkem, pojímajících širší oblast v okolí zájmové oblasti, byly z DMR generovány vrstevnice a hloubnice s větším intervalem. Hladina jezera byla vytvořena převedením břehové čáry na polygon a ohodnocena nadmořskou výškou dle Janský a kol. (2005). Doplnkové vektorové vrstvy vegetace, stromů, zástavby, popisu pohoří a hor, geomorfologického členění ČR byly získán též z DMÚ-25 z Portálu veřejné správy České republiky. Rozvodnice byla vytvořena z DMR použitím nástroje Create steepest path v 3D Analyst programu ArcGIS 9.1, kdy jsou vytvářeny linie odtoku. Do analýz vstupují i další témata, která byla získána terénním mapováním (např. morény, hrana karu, destrukční a akumulární segment reliéfu).

DMR byl vytvořen ve formě datového modelu TIN. Jedná se o nepravidelnou trojúhelníkovou síť (*triangulated irregular network*), která patří k vektorovým topologickým strukturám. Zemský povrch je reprezentován trojúhelníky, jejímž vrcholům jsou přiřazeny výškové hodnoty (Voženílek a kol., 2001). Vrstevnice vstupují do DMR jako bodové téma

(*mass points*). Dalšími vstupními daty jsou výškové body a hloubnice, které vstupují též jako bodové téma ohodnocené nadmořskou výškou. Do DMR vstupují dále i vrstvy, které slouží k vytvoření masky, podle které má být oříznuto analyzované území. Takovými vrstvami je povodí ve formě polygonového tématu jako *soft clip polygon*, kdy vytvořený TIN zahrnuje pouze povodí Černého jezera a Černého potoka. Dále pak hladina jezera jako *soft clip polygon* v případě, že bude vytvořen TIN pouze pro jezero, jako *hard erase polygon*, kdy je území pod hladinou vyříznuto a TIN se pro něj nevytváří. Jako *soft clip polygon* do tvorby TIN vstupují též polygonové téma karové stěny a glaciálního akumulčního segmentu reliéfu.

Vytvoření DMR pouze pro vybrané části reliéfu se využívá ke generování morfometrických charakteristik ve formě datového modelu GRID. Ten patří k pravidelným rastrovým strukturám a reliéf je v tomto případě znázorněn do matice buněk. Buňky mají tvar čtverce, jehož velikost byla v tomto případě zvolena 5 x 5 m a jehož středu je přiřazena hodnota nadmořské výšky (Voženílek a kol., 2001).

Pro lepší vizualizaci terénu a pomoc při ortorektifikaci batymetrické mapy jezera byly využity barevné letecké snímky. *4 cit*

2.2. MORFOMETRICKÉ A MORFOGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY

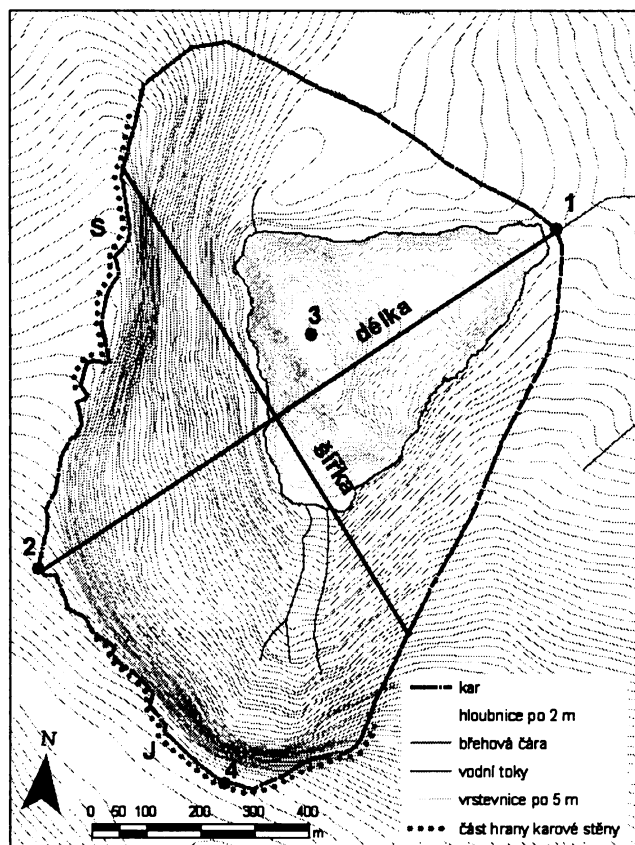
Morfometrické charakteristiky byly vypočteny z DMÚ gridu o velikosti buňky 5 x 5 m. Vytvořeny byly mapy rozložení nadmořských výšek, sklonu svahů, orientace svahů a zastínění a to vždy pro 6 území: pro povodí Černého jezera a Černého potoka a okolí, pro povodí i se dnem jezera, pro povodí bez dna jezera, pouze pro dno jezera, pro karovou stěnu a pro glaciální akumulční segment. To umožňuje základní výpočty zonální statistiky (průměrnou nadmořskou výšku, průměrný sklon), výpočty 2D a 3D rozlohy a vyjádření podílu rozlohy území ve zvolených třídách jednotlivých charakteristik (histogram).

Morfometrické charakteristiky (sklonitost, orientace svahů) pro jednotlivé části reliéfu byly vzájemně porovnány pomocí Spearmanova korelačního koeficientu. Jedná se o pořadový korelační koeficient, pomocí něhož lze určit sílu vztahu mezi dvěma spojitými veličinami. Míra síly je u Spearmanova koeficientu založena na pořadí, kdy se mezi dvěma soubory srovnává zastoupení proměnných v jednotlivých kategoriích. Hodnota Spearmanova korelačního koeficientu se pohybuje v intervalu $-1 \leq r^{(s)} \leq 1$. Čím je hodnota koeficientu bližší 1, tím je pořadí hodnot ve srovnávaných souborech shodnější. Naopak čím je hodnota koeficientu bližší -1, tím se pořadí víc liší. Pokud je koeficient roven 0, tak neexistuje žádná závislost.

Spearmanův koeficient korelace se vypočítá podle vzorce (Zvára, 2000):

$r^{(s)} = 1 - (6(\Sigma d^2) / n(n^2 - 1))$, kde je $r^{(s)}$ Spearmanův korelační koeficient, Σd^2 je součet druhých mocnin rozdílů příslušných pořadí náhodných veličin, n je počet tříd sledovaného jevu.

Pro kar Černého jezera byly dále vypočteny následující charakteristiky: minimální nadmořská výška (bod 3 Obr. 8), průměrná výška, maximální výška (bod 4 Obr. 8), šířka, délka, plocha karu, sklon dna, sklon karové stěny. Průměrná výška karu se určuje jako rozdíl mezi průměrnou nadmořskou výškou okraje karové stěny a nejnižší nadmořskou výškou dna karu (Davis, 1999). Délka karu je měřena podél střední osy karu. Šířka je určována kolmo na střední osu karu. Střední osa má počátek v ohnisku karu (bod 1 Obr. 8). Jako ohnisko je označován střed karového stupně (Evans & Cox, 1995). Střední osa dělí kar přibližně na dvě poloviny a je vymezena subjektivně.



Obr. 8: Základní charakteristiky karu Černého jezera. Bod: 1- ohnisko karu (1008 m n. m.), 2 - bod karové stěny na střední ose karu (1290 m n. m.), 3 - min. nadmořská výška karu (967 m n. m.), 4 - max. nadmořská výška hrany karu (1320 m n. m.), tečkovanou čarou vymezená severní (S) a jižní (J) část karu.

Získané základní rozměry byly použity k výpočtu planimetrických a hypsometrických indexů. Pomocí těchto indexů popsali např. Anyia & Welch (1981) tvary karů na Antarktidě. Mezi planimetrické indexy řadí délku, šířku karu, poměr délky a šířky (*axis ratio*) a poměr mezi obvodem karu a obvodem kruhu, který má stejnou plochu jako kar (*circularity ratio*). Hypsometrické indexy jsou vztaženy k nadmořské výšce a zahrnují výšku karové stěny, maximální výšku (rozdíl mezi nejvyšším místem karové stěny a prahem karu), poměr mezi délkou podél osy karu a výškou (*relief ratio*), sklon dna karu, sklon karové stěny. Podobné charakteristiky karů jsou zpracovávány i v dalších pracích např. García-Ruiz et al. (2000) takto zpracovali 206 karů v centrální části španělských Pyrenejí.

2.2.1. Rozložení nadmořských výšek

Rozložení nadmořských výšek bylo vyjádřeno mapou barevné hypsometrie ve formě TIN. Zvoleno bylo 7 intervalů po 100 m, které ukazují rozložení nadmořských výšek ve studovaném území: 700 - 800, 800 - 900, 900 - 1000, 1000 - 1100, 1100-1200, 1200-1300, 1300 m n. m. a více. Vypočítána byla průměrná nadmořská výška jednotlivých částí území.

2.2.2. Sklon svahů

Pro analýzy sklonu svahů byla zvolena škála čítající 10 intervalů sklonů: 0 – 2°, 2 – 5°, 5 – 7°, 7 – 12°, 12 – 15°, 15 – 20°, 20 – 25°, 25 – 35°, 35 – 55° a nad 55°. Z několika vytvořených variant mapy sklonu svahů byla vybrána varianta s výše uvedeným rozřazením do jednotlivých sklonitostních kategorií, jelikož nejvíce vyhovovala potřebám morfometrické analýzy studovaného území.

Vytvořen byl histogram sklonitosti prezentující zastoupení sklonu v jednotlivých kategoriích. Vypočítán byl průměrný sklon. Výsledky byly zpracovány v programu Excel.

Vytvoření mapy sklonitosti bylo využito k vymezení deflačních plošin. Deflační plošiny definovali např. v Krkonoších Šebesta & Tremel (1976) jako vrcholovou vyživovací oblast o sklonu do 5 – 7° zahrnující i přilehlé odvrácené svahy. V případě, že byly zarovnané povrchy postiženy kryoplanací, mohou podle Demka (1969) dosahovat sklonu 1 - 12°, nejčastěji však kolem 7°. Z mapy sklonitosti byla tedy vybrána území se sklonem do 7° a území do sklonu 12°, která se nachází ve vrcholové části a v GIS byla zjištěna jejich rozloha.

2.2.3. Orientace svahů

Orientace reliéfu představuje směr největšího sklonu ke světovým stranám ve stupních (Voženílek a kol., 2001). Orientace svahů byla rozčleněna do 9 intervalů: rovina (povrch o sklonu do 2°, orientace se neurčuje), sever (0° – 22,5°; 337,6° – 360,0°), severovýchod (22,6° – 67,5°), východ (67,6° – 112,5°), jihovýchod (112,6° – 157,5°), jih (157,6° – 202,5°), jihozápad (202,6° – 247,5°), západ (247,6° – 292,5°), severozápad (292,6° – 337,5°). Vytvořeny byly histogramy a statistika byla zpracována v programu Excel.

2.2.4. Zastínění

Pro povodí Černého jezera a Černého potoka byla vytvořena mapa zastínění reliéfu (funkce Hillshade ve Spatial Analyst), aby byla zjištěna míra zastínění karové stěny během chladnější části roku. Zastínění má vliv na dobu setrvání sněhové pokrývky v karové stěně a intenzitu mrazového zvětrávání. Mapa zastínění byla vytvořena pro měsíc listopad až duben a to vždy pro první den v měsíci. Dále pak pro dny zimního (22.12.) a letního slunovratu, protože která část stěny bude ve stínu během dne s maximální výškou Slunce nad obzorem (letní slunovrat – 21. 6.), bude ve stínu i po většinu roku. Výška Slunce nad obzorem v daný den byla vypočítána ze vztahu:

$$h = 90^\circ - \varphi \pm \delta, \text{ kde je } h - \text{ výška Slunce nad obzorem}$$

φ – zeměpisná šířka

δ – deklinace Slunce, zeměpisná šířka vrcholení Slunce

Zjišťována byla výška pro zeměpisnou šířku Černého jezera 49,18° a deklinaci letního slunovratu ($\delta = 24,28^\circ$, $h = 65,1^\circ$), zimního slunovratu ($\delta = -24,28^\circ$, $h = 16,54^\circ$), 1. listopadu ($\delta = -14,94^\circ$, $h = 25,88^\circ$), 1. prosince ($\delta = -22,58^\circ$, $h = 18,24^\circ$), 1. ledna ($\delta = -23,84^\circ$, $h = 16,98^\circ$), 1. února ($\delta = -17,69^\circ$, $h = 23,13^\circ$), 1. března ($\delta = -7,84^\circ$, $h = 32,98^\circ$), 1. dubna ($\delta = 4,70^\circ$, $h = 45,52^\circ$). Tato výška odpovídá době vrcholení Slunce na místním poledníku tzn. azimutu jihu (180°).

Jednotlivým buňkám rastru zastínění byly přiřazeny hodnoty 0 - 255, kde 0 značí buňku ve stínu a hodnota 255 buňku nejjasnější. Vytvořené mapy zastínění byly reklasifikovány do dvou intervalů s hodnotami 0 - 127,5 a 127,5 - 255, aby mohly být interpretovány. Hodnoty nižší než 127,5 označovaly území s osvětlením nižším než 50 % a hodnoty vyšší než 127,5 území s osvětlením vyšším než 50 %. Vytvořeny tak byly masky míry zastínění. Překrytím jednotlivých masek zastínění pro výšku Slunce nad obzorem během zimního a jarního období (akumulační období) a masky pro výšku Slunce pro letní slunovrat (ablační období) byla identifikována část karové stěny s max. dobou zastínění během roku.

Pomocí funkce Raster Calculator ve Spatial Analyst bylo vymezeno území v karové stěně se sklonem do 27°, což dle Evanse & Coxe (1995) je hraniční hodnota pro sklon mezi karovou stěnou a jejím úpatím, a zastíněním během zimního slunovratu. Jedná se tedy o oblast karové stěny s mírnějším sklonem, kde se může sníh na svahu akumulovat ve větším množství.

2.2.5. Podélné a příčné profilování

Pro zájmové území byla v programu ArcView 3.2 na DMR (extenze Profile Extractor 6.0 pro 3D Analyst) vytvořena řada příčných a podélných profilů. Profily byly vytvořeny na TINu s rozstupem kroku 5 m. Lomený podélný profil byl veden karem Černého jezera a dále pak paralelně s osou údolí Černého potoka. Karem a údolím vedených pět příčných profilů bylo umístěno přibližně kolmo na osu karu a údolí, aby co nejlépe vyjadřovaly jejich tvar. Karovou stěnou byly vedeny čtyři podélné profily kolmé na vrstevnice a začínající na hraně karu.

Profily byly vytvořeny na TINu s rozstupem kroku 5 m. Lomený podélný profil byl veden karem Černého jezera a dále pak paralelně s osou údolí Černého potoka. Karem a údolím vedených pět příčných profilů bylo umístěno kolmo na osu karu a údolí, aby co nejlépe vyjadřovaly jejich tvar. Karovou stěnou byly vedeny čtyři podélné profily kolmé na vrstevnice a začínající na hraně karu.

Podélné profily procházející karem byly použity k určení stupně přehlobení karu. K tomu posloužila metoda vyvinutá Haynes (1968). Ta vypočítala tzv. k-křivku za účelem nalezení jednoduchého vztahu, který by popsal obecný tvar podélného profilu ledovcovým karem a odlišil by ho od profilů horských sníženin bez glaciální modelace. Vzorec této exponenciální křivky je:

$$y = k(1 - x)e^{-x}, \text{ kde } k \text{ je koeficient charakterizující tvar karu}$$

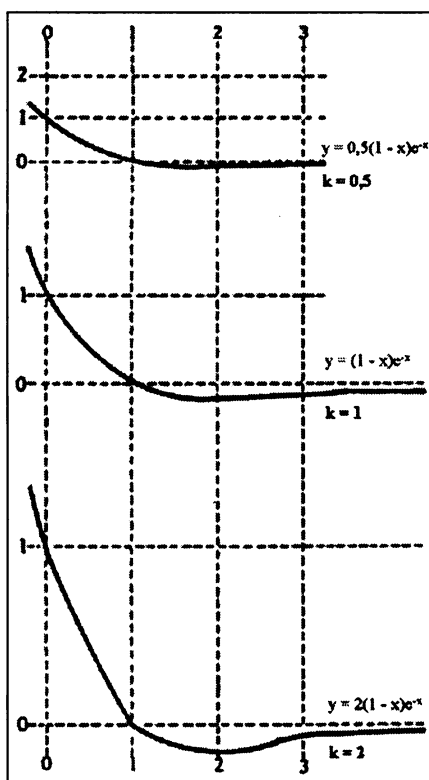
e ... základ přirozeného logaritmu (= 2,718)

y ... rozdíl mezi maximální nadmořskou výškou hrany karové stěny a minimální nadmořskou výškou dna karu

x ... vzdálenost od hrany karové stěny k jejímu úpatí

Umístění profilů, které byly použity pro výpočet hodnoty k pro kar Černého jezera, bylo voleno tak, aby vystihovalo tvar karové stěny (viz profily A, B, C, Obr. 16, kap. 3.1.5. Podélné a příčné profilování). Pro celý kar bylo x vypočteno jako aritmetický průměr z hodnot tří výše uvedených profilů podle vzorce $x = \sum x_i / n$, kde x_i je x pro konkrétní profil a

a n je počet profilů. Pro porovnání dvou profilů se za x dosazovala hodnota pro konkrétní profil. Vypočtený koeficient k pro celý kar i hodnota k pro jeho různé části byly srovnány se třemi hodnotami uváděnými Haynes (1968) jako tři základní stupně přehlobení (pro $k = 0,5$, 1, a 2, viz Obr. 8). Koeficient k nemá vliv na samotný tvar křivky, ale mění její strmost. Všechny křivky jsou si podobné a pouze se u nich mění poměr mezi osou y a x. Tento poměr je roven hodnotě koeficientu k (viz Obr. 9) a v případě karu tedy udává poměr mezi výškou a šířkou karové stěny. Odlišnou hodnotu má k pro křivku vystihující horní část, tzn. stěnu, a jinou hodnotu zase k charakterizující úpatní zónu (Haynes, 1968). To může hrát roli i v případě karu Černého jezera, který má zejména v jižní části karu vysokou skalní stěnu.



Obr. 9: Tvary k-křivky pro základní hodnoty k (upraveno podle Haynes, 1968)

2.3. TERÉNNÍ VÝZKUM

2.3.1. Geomorfologické mapování

Terénní mapování je hlavním stádiem geomorfologického mapování, jelikož geomorfologická mapa je sestavena právě na základě terénního výzkumu (Demek (ed.), 1972). První rekognoskační pochůzka byla uskutečněna v létě 2004. Samotné terénní geomorfologické mapování v zájmovém území probíhalo od června do listopadu 2005. K mapování bylo využito přístroje GPS (Garmin GPSmap 76CS, Garmin GPS III PLUS). Mapování probíhalo dvěma základními metodami (dle Demek (ed.), 1972) a to metodou

mapování hranic a metodou traverzování. První z metod spočívala ve vymezení tvarů. V druhém případě byly hranice tvarů mapovány pochůzkami napříč tvarem, přičemž byly vymezovány důležité izolinie (např. hřbetnice morén apod.). Mapování bylo zaměřeno především na glaciální formy reliéfu (akumulační a destrukční segment) a doplněno bylo i o některé další tvary. Vymapovány byly hranice výskytu glaciálních akumulací, hranice a hřbety morénových valů, stupně v morénách, hrana karové stěny, rašeliniště, strže, erozní zářezy, vodní toky. V terénu byly výstupy mapování zakreslovány do Základní mapy ČR 1:10 000 a leteckých snímků, informace o ukládaných GPS bodech a náčrty byly zaznamenávány do pracovního zápisníku. V terénu byla zároveň prováděna měření Schmidt hammerem, zjišťována orientační hloubka rašelinišť, pořizována fotodokumentace a odběr vzorků.

Morény byly identifikovány na základě morfologie. Jedná se o jednoduché hřbety nebo soubor hřbetů skládajících se z glacigenního materiálu, který je charakteristický svou nevytřídněností a přítomností velkých bloků (Hubbard & Glasser, 2005).

Hrana karové stěny byla mapována jako výrazná diskontinuita ve sklonu, tzn. linie, na které přechází mírnější svah do strmé karové stěny. U rašelinišť byly mapovány jejich hranice, v případě, že šlo o rašeliniště menších rozměrů, byla zanášena do GPS přístroje jako bod a byly poznamenány jejich rozměry.

2.3.2. Mapování rašelinišť

Ve studovaném území povodí Černého jezera a Černého potoka byla zmapována a do mapy zanesena řada rašelinišť. Testovacími vpichy lavinovými sondami byla zjišťována maximální hloubka rašeliniště. Otestováno bylo celkem 14 míst, z nichž 12 leží v glaciálním akumulačním segmentu reliéfu, 1 v nivační depresi v karové stěně a 1 v oblasti pod koncovou morénou, tedy mimo oblast ledovcem formovaného reliéfu.

2.3.3. Schmidt hammer test

Pro nedestruktivní a in situ provedené ohodnocení stupně tvrdosti povrchu hornin se používá Schmidt hammer testu. Schmidt hammer se skládá z pružiny, která se uvolňuje proti pístu, když je kladivo stlačeno na tvrdý povrch. Píst narazí na povrch a vyvolá zpětný odraz. Hodnota odrazu se ukáže na stupnici (Katz, & Reches & Roegiers, 2000). Hodnotu zpětného odrazu pístu (hodnota R) je úměrná tvrdosti horniny. Výklad Schmidt hammer testu na neopracovaných balvanech odhaluje rozdíly v tvrdosti, které vedly k závěrům, že povrch těchto balvanů byl na výrazně odlišnou dobu vystaven subaerickému zvětrávání (Clark &

Wilson, 2004). Tento test se proto používá pro relativní datování: Hodnoty R klesají s rostoucím stářím materiálu (Engel, 2003).

V rámci této práce bylo použito Schmidt hammeru typu N. Postup měření byl zvolen dle Engela (2003). Měření probíhala na horizontální ploše bloku, Schmidt hammer byl při úderu kolmo na povrch testovaného balvanu a v místě bez porostu lišejníků, puklin a mimo hrany. Na každém bloku bylo provedeno 25 měření. Celkem bylo otestováno 28 svorových bloků v glaciálním akumulacním segmentu v okolí Černého jezera. Snahou bylo vybírat testované bloky tak, aby byly podobného stupně metamorfózy a bez vložek jiných (odolnějších) hornin. Po úderu Schmidt hammerem na takovéto nehomogenní plochy vykazují soubory získaných dat velkou nesourodost. Pro každých soubor 25 měření byl vypočítán aritmetický průměr. Následně bylo vyškrtnuto 5 hodnot nejodchýlenějších od průměru. Pro zbylých 20 měření na každém bloku byl znovu vypočítán aritmetický průměr (\bar{x}), rozptyl (σ^2), směrodatná odchylka (σ), variační koeficient (V_x). Výpočty byly provedeny v programu Excel.

Rozptyl (σ^2) charakterizuje rozmístění hodnot statistického souboru kolem průměru. Rozptyl je průměr druhých mocnin odchylek jednotlivých hodnot od zjištěného aritmetického průměru (Zvára, 2000):

$$\sigma^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}, \text{ kde } \sigma^2 \text{ je rozptyl, } x_i \text{ je } i\text{-tá hodnota statistického souboru, } n \text{ je celkový počet hodnot.}$$

Směrodatná odchylka (σ) je druhou odmocninou z rozptylu a lze ji tedy vyjádřit následujícími vztahy (Zvára, 2000):

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2}, \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \text{ kde } \sigma^2 \text{ je rozptyl, } x_i \text{ je } i\text{-tá hodnota statistického souboru, } n \text{ je celkový počet hodnot.}$$

Variační koeficient (V_x) slouží k porovnání míry relativní variability souborů a vypočítá se jako poměr směrodatné odchylky a aritmetického průměru (Zvára, 2000).

Výsledné hodnoty byly znázorněny pomocí krabicových diagramů (*box plot*) v programu Statistica. V tomto typu grafu jsou znázorněny maximální a minimální neodlehle hodnoty, medián, dolní a horní kvartil (Obr. 10). Medián je prostřední hodnotou souboru a vyjadřuje 50 % nejmenších hodnot. Dolní kvartil odděluje čtvrtinu nejmenších hodnot od 3/4 hodnot největších. Dolní kvartil pak odděluje čtvrtinu nejvyšších hodnot od 3/4 hodnot nejmenších (Zvára, 2000).



Obr. 10: Krabicový diagram

2.4. LABORATORNÍ METODY

2.4.1. Určení výšky sněžné čáry (ELA)

Sněžná čára je hranice oddělující území, na kterém spadlý sníh v létě roztaje, od území, kde zůstane celý rok. Je ekvivalentem k firnové čáře ledovců mírného pásu, která značí linii oddělující holý led od sněhu na konci ablační sezóny. Rozdílem je, že se sněžná čára na rozdíl od firnové nevztahuje k ledovcům. Čára rovnováhy (*equilibrium-line*) se u ledovců mírného pásu přibližuje k firnové hranici a propojuje body podél nichž je roční bilance hmoty ledovce nulová, tzn. ablace se rovná akumulaci (Thomas & Goudie, 2000). Jak uvádí Porter (2001), v mnohých současných studiích věnovaných změnám výšky sněžné čáry je považována za synonymum k *equilibrium line*.

Výpočet nadmořské výšky sněžné čáry (*equilibrium-line altitude*, *ELA*) pro období posledního glaciálu je důležitý pro stanovení charakteru a rozšíření zalednění. K určení pleistocénní ELA se využívá řada metod, z nichž byly vybrány tři pro výpočty v zájmovém území. Tyto metody jsou označovány jako: *cirque-floor altitude*, *MELM*, *THAR* (Porter, 2001).

První z metod počítá s průměrnou nadmořskou výškou dna karu. Používá se pro případy, kdy se předpokládá, že ledovec končil na karovém stupni nebo nedaleko od něj. Průměrná nadmořská výška dna karu Černého jezera byla vypočítána z průměrné hloubky jezerní pánve (15,6 m) odečtené od nadmořské výšky hladiny Černého jezera (1007,5 m n. m.).

Metoda *MELM* (maximum elevation of lateral moraines) zahrnuje do výpočtu horní konec boční morény, tzn. maximální nadmořskou výšku boční morény (Porter, 2001). Vychází ze zjištění, že se materiál morén ukládá v ablační zóně ledovce, tudíž pod jeho sněžnou čarou. V případě této metody vyvstává několik problémů. Nejenže může dojít k degradaci morény při deglaciaci a ELA pak vychází nižší než ve skutečnosti, ale problém nastává i při pomalém ústupu ledovce. Dochází ke kontinuálnímu přísunu materiálu na okraje ledovce, což má za následek přírůstkovou depozici materiálu bočních morén po svahu vzhůru

(Benn & Evans, 1998). Z DMR byla zjištěna maximální nadmořská výška jednotlivých morén na pravém i levém břehu Černého jezera.

Metoda *THAR* (toe-to-head altitude ratio), též nazývaná *Höfrova metoda*, je založena na empirických pozorováních, že firnová čára na ledovcích mírného podnebí leží na konci ablační sezóny často na polovině vzdálenosti mezi počátkem ledovce (head) a jeho koncem (toe). Do výpočtu se tak zařazuje aritmetický průměr nadmořské výšky konce ledovce a průměrná nadmořská výška horského hřbetu nad počátkem ledovce. THAR představuje poměr nadmořské výšky (*altitude ratio*). Tato metoda počítá s tím, že poměr rozsahu nadmořských výšek ledovce nad sněžnou čarou ku rozsahu nadmořských výšek celého ledovce činí 0,5 (Porter, 2001). Metoda poskytuje velmi hrubý odhad ELA, jelikož nepočítá s hypsometrií i klimatem, ale je rychlou metodou pro výpočtu v odlehlých oblastech, pro které nejsou dostupné mapy (Benn & Evans, 1998). Určení spodního limitu ledovce je poměrně přesné. Využívá se k němu nadmořská výška koncové morény. Oproti tomu určení horní hranice ledovce v oblasti karu je obecně subjektivní záležitostí. Vysoké příkré karové stěny mohou způsobit rozdíly v řádu desítek až stovek metrů (Porter, 2001). Samotný výpočet probíhá podle vzorce:

$ELA = A_t + THAR (A_h - A_t)$, kde je A_t - průměrná nadmořská výška konce ledovce, A_h je průměrná nadmořská výška hřbetu nad počátkem ledovce, THAR - koeficient = 0,5.

V případě výpočtu pro Černé jezero byla jako A_t zvolena průměrná nadmořská výška hřbetu nejvzdálenější koncové morény (912 m n. m.) zjištěná pomocí zonální statistiky z DMR. K určení A_h byla použita průměrná nadmořská výška hrany karové stěny zjištěná též z DMR (1252 m n. m.). ELA byla v tomto případě zjišťována pouze pro nejzazší rozšíření ledovce, jelikož oblast čelní morény hradící jezero je poznamenána antropogenní činností a dnešní reliéf se tak liší od reliéfu původního.

Každá z těchto metod má své problematické aspekty, ale přesto mohou sloužit k hrubému odhadu polohy sněžné čáry během pleistocénu pro kar Černého jezera.

2.4.2. Granulometrie

V jižní části karové stěny (cca 1 100 m n. m.) byl na dně nivační sníženiny v místech s max. zjištěnou hloubkou 140 cm vykopán profil. Kopaná sonda měla hloubku 123 cm. Profil byl na místě popsán a fotograficky zdokumentován. Odebráno bylo 8 vzorků z profilu v hloubce: 6-14 cm, 15-19 cm, 28-37 cm, 42-48 cm, 53-56 cm, 56-71 cm, 84-94 cm, 113-123 cm. Vzorky byly vysušeny, zváženy (elektrická váha VIBRA, typ CG, třída III) a podrobeny laboratorní zrnitostní analýze na přesévače FVR C9S s použitím sít o velikosti oka 2, 1, 0,5,

0,25, 0,063, 0,05 a 0,04 mm. Z výsledků byly v programu Excel vyhotoveny granulometrické křivky. Z této kumulační granulometrické křivky byly odečteny hodnoty pro výpočet koeficientu vytřídění pro jednotlivé odebrané vzorky. Koeficient vytřídění byl vypočten dle vzorce (Folk & Ward in Bezvodová a kol., 1985):

$$\sigma_1 = (P_{84} - P_{16}) / 4 + (P_{95} - P_5) / 6,6$$
, kde P je percentil vyjádřený velikostí zrna při x% zastoupení.

Obecně platí, že čím je koeficient vyšší, tím je sediment méně vytříděný. Klasifikace je uvedena v Tab. 2.

Tab. 2: Kategorie vytříděnosti (upraveno podle Bezvodové a kol., 1985)

koeficient vytřídění	označení vzorku
méně než 0,35	velmi dobře vytříděný
0,35 - 0,50	dobře vytříděný
0,50 - 0,70	středně vytříděný
0,70 - 1,00	slabě vytříděný
1,00 - 2,00	špatně vytříděný
2,00 - 4,00	velmi špatně vytříděný

2.5. PRÁCE SE ZDROJI A CITACE LITERATURY

Literatura a zdroje dat byly citovány dle normy ČSN ISO 690 (01 0197) „Bibliografické citace - obsah, forma a struktura a normy“ a normy ČSN ISO 690-2 „Bibliografické citace. Část 2 - elektronické dokumenty nebo jejich části“.

3. VÝSLEDKY

3.1. ZHODNOCENÍ MORFOMETRICKÝCH A MORFOGRAFICKÝCH CHARAKTERISTIK

V následující kapitole je uvedeno celkové zhodnocení morfometrických a morfografických charakteristik studovaného území a jeho vybraných částí (např. kar, karová stěna, dno jezera, glaciální akumulární segment reliéfu). Mapy těchto charakteristik jsou vytvořeny pro širší okolí povodí. Souhrnně jsou vybrané charakteristiky znázorněny v následující tabulce:

Tab. 3: Vybrané morfometrické charakteristiky

	rozloha (ha)	nadmořská výška (m n. m.)			sklon (stupně)			orientace	
		min	max	průměr	min	max	průměr	nejčtenější	procent
dno jezera*	18,79	967	1 008	992	0	56	13	Z, SZ, J	17, 15, 13
povodí bez jezera	356,94	715	1 342	1 058	0	79	16	SV, V	27, 27
povodí s jezerem	375,71	715	1 342	1 054	0	79	16	SV, SZ, V	26, 27, 21
karová stěna	51,38	1 007	1 320	1 131	0	79	33	V	46
akumul. segment**	86,45	848	1 126	986	0	50	10	SV, V	39, 24
kar	85,15	967	1 321	1 083	0	79	25	V	30

* dno Černého jezera není ploché, tudíž u jeho jednotlivých částí lze určit orientaci, ** glaciální akumulární segment reliéfu

3.1.1. Rozložení nadmořských výšek

Průměrná nadmořská výška povodí Černého jezera je 1054 m n. m.. Maximální nadmořská výška povodí je 1343 m n. m. (Jezerní hora) a minimální 715 m n. m., které je dosaženo při soutoku Černého potoka s Úhlavou. V rozložení nadmořských výšek v podélném směru je patrná odlišnost mezi výše položenou (jihozápadní) a níže položenou (severovýchodní) částí povodí oddělenými vrstevnicí 1000 m n. m. (Obr. 27). V části nad touto vrstevnicí je na vzdálenosti 1200 m dosaženo převýšení cca 370 m. Je to rozdíl mezi nadmořskou výškou nejnižšího místa dna Černého jezera a vrcholem Jezerní hory. Oproti tomu v dolní severovýchodní části zájmového území na stejnou vzdálenost činí tento rozdíl 285 m. Údolí horní Úhlavy patří spolu s údolím Křemelné a horní Otavy k nejhlubším šumavským údolím. Výškový rozdíl mezi vrcholem Jezerní hory (1343 m n. m.) a ústím Černého potoka (715 m n. m.) dosahuje téměř 630 m.

Oblast nejvyšších nadmořských výšek obklopuje horní okraj karové stěny a vázána je na zbytky peneplenizovaného reliéfu a hřbety, tzn. z pohledu sklonitosti reliéfu na oblast jak s

minimálními sklony svahů tak se sklony maximálními (více kapitola 3.1.2.). Nejvyšších nadmořských výšek je dosaženo na hřbetu mezi Svarohem (1333 m n. m., leží mimo studované území) a Jezerní horou (1343 m n. m.), dále toto území pokračuje na rozsochu Rozvodí (1189 m n. m.) - Špičák (1202 m n. m.).

V příčném směru se největší nadmořské výšky nachází na hřbetech ohraničujících studované území a probíhajících ve směru od Jezerní hory (popř. Svarohu) k údolí Úhlavy. Výrazný je hřbet, který začíná na Rozvodí (1189 m n. m.) a do studovaného území zasahuje ve směru SSZ-JJV. Další výrazný hřbet ohraničuje spodní polovinu východní hranice studovaného území (mezi body a-b-c, v profilech na Obr. 13, kap. 3.1.5. Podélné a příčné profilování). Tento hřbet souhlasí s průběhem kvarcitového pruhu znázorněného v geologické mapě (viz Obr. 2 v kapitole 1.4.1.). Nepočítáme-li oblast karové stěny, patří svahy těchto hřbetů mezi nejstrmější (sklon 25 - 30°) části studovaného území.

Nejnižší nadmořské výšky jsou v horní části studovaného území vázány na ploché dno jezerní pánve, tzn. na místo s největším přehloubením (min. nadmořská výška 967,4 m n. m.) a na široce rozevřené plošší údolí Černého potoka pod hrází Černého jezera.

V Tab. 4 jsou uvedeny rozlohy jednotlivých částí reliéfu ve studovaném území. Rozlohy jsou uvedeny jako průměty do roviny (2D rozloha) a jako skutečná plocha reliéfu (3D rozloha). Poslední dva sloupce znázorňují procentuální podíl rozdílu na 2D a 3D rozloze. Největšího rozdílu mezi oběma rozlohami je dosaženo v případě karové stěny (25,33 % a 20,21 %) a karu (18,49 % a 15,61 %). Znamená to, že se jedná o části studovaného území s největšími relativními rozdíly v nadmořské výšce, tedy s největšími sklony či nejvíce členitým reliéfem. Oproti tomu nejnižší hodnota procentuálního podílu je dosažena v případě glaciálního akumulčního segmentu reliéfu (2,24 % a 2,19 %) a dna Černého jezera (4,43 % a 4,24 %), což značí relativně plochý reliéf bez výrazných relativních rozdílu v nadmořských výškách.

Tab. 4: 2D a 3D plocha vybraných částí reliéfu

	2D rozloha	3D rozloha	rozdíl (2D - 3D)	rozdíl (% z 2D)	rozdíl (% z 3D)
Černé jezero - dno	18,80	19,63	0,83	4,43	4,24
povodí bez jezera	358,02	384,06	26,04	7,27	6,78
povodí se dnem jezera	376,86	400,98	24,12	6,40	6,02
karová stěna	51,77	64,88	13,11	25,33	20,21
glac. akumul. segment reliéfu	86,45	88,38	1,93	2,24	2,19
kar	85,15	100,90	15,75	18,49	15,61

3.1.2. Sklony svahů

Pro studované území včetně dna Černého jezera byla vytvořena mapa sklonitosti svahů (Obr. 11). Procentuální zastoupení sklonitostních kategorií pro studované území, akumulční segment reliéfu, karovou stěnu a dno karu je uvedeno v Grafu 2 - 5. Z pohledu procentuálního zastoupení sklonu svahů v jednotlivých sklonitostních kategoriích si jsou nejpodobnější glaciální akumulční segment reliéfu a dno Černého jezera, Spearmanův korelační koeficient u nich dosahuje hodnoty 0,77 (viz Tab. 5). Naopak nejvíce odlišné jsou glaciální destrukční segment reliéfu a dno jezera.

Tab. 5: Spearmanův korelační koeficient

	dno	povodí	akum.	destr.
dno	x	0,65	0,77	-0,39
povodí	0,65	x	0,61	0,22
akum.	0,77	0,61	x	-0,54
destr.	-0,39	0,22	-0,54	x

* *dno* = jezerní pánev

povodí = povodí i se dnem jezera

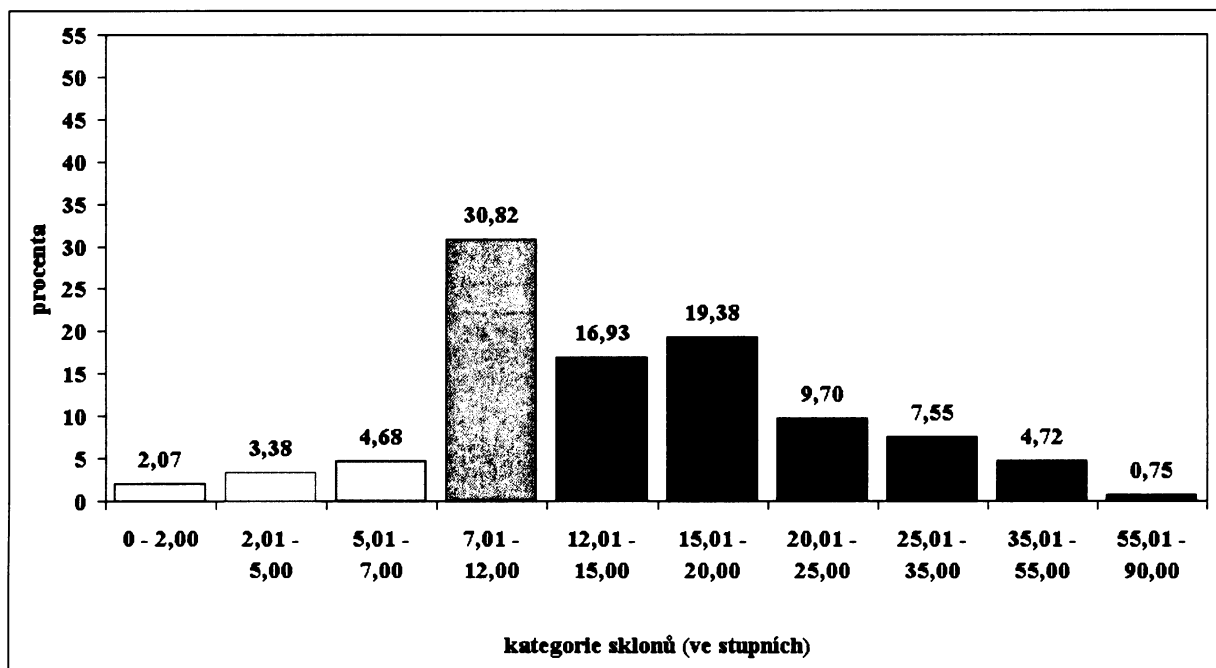
akum. = glaciální akumulční segment reliéfu

destr. = glaciální destrukční segment reliéfu

Rozložení podílu sklonu svahů v jednotlivých segmentech reliéfu má asymetrický charakter. Výjimku tvoří jedině dno karu, kde je podíl v jednotlivých kategoriích sklonitosti vyrovnaný a kde pouze mírně převažuje kategorie 7 - 12° a vůbec není zastoupena kategorie nad 55°. V akumulčním segmentu výrazně dominují také sklony 7 - 12°. Tyto sklony nejsou naopak téměř vůbec zastoupeny v karové stěně, kde dosahují výraznějšího podílu až sklony od 20°. Unimodální Gaussovo rozložení sklonů svahů tak v histogramu pro celé studované území narušuje právě zvýšený podíl sklonů v kategorii 7 - 12° (tvoří cca 31 % území). Tyto sklony jsou vázány především na oblast akumulčního segmentu reliéfu na dně údolí Černého potoka. Z histogramu sklonitostí pro tuto část reliéfu vyplývá (Graf 3), že svahy se sklonem 7 - 12° tvoří téměř 58 % akumulčního segmentu reliéfu a ovlivňují tak zvýšený podíl zastoupení svahů v této kategorii i v histogramu pro celé studované území. Většina studovaného území (77 %) je tvořena svahy o sklonu do 20°, přičemž sklony do 10° tvoří 33 % z tohoto území. Největší sklony jsou vázány na karovou stěnu. Sklony nad 55° se ve studovaném území nacházejí sporadicky a jsou výhradně soustředěny do karové stěny.



Obr. 11: Sklonitost svahů v zájmovém území. (Číslo označuje deflační plošiny viz. Tab. 6, kap. 3.1.2.)



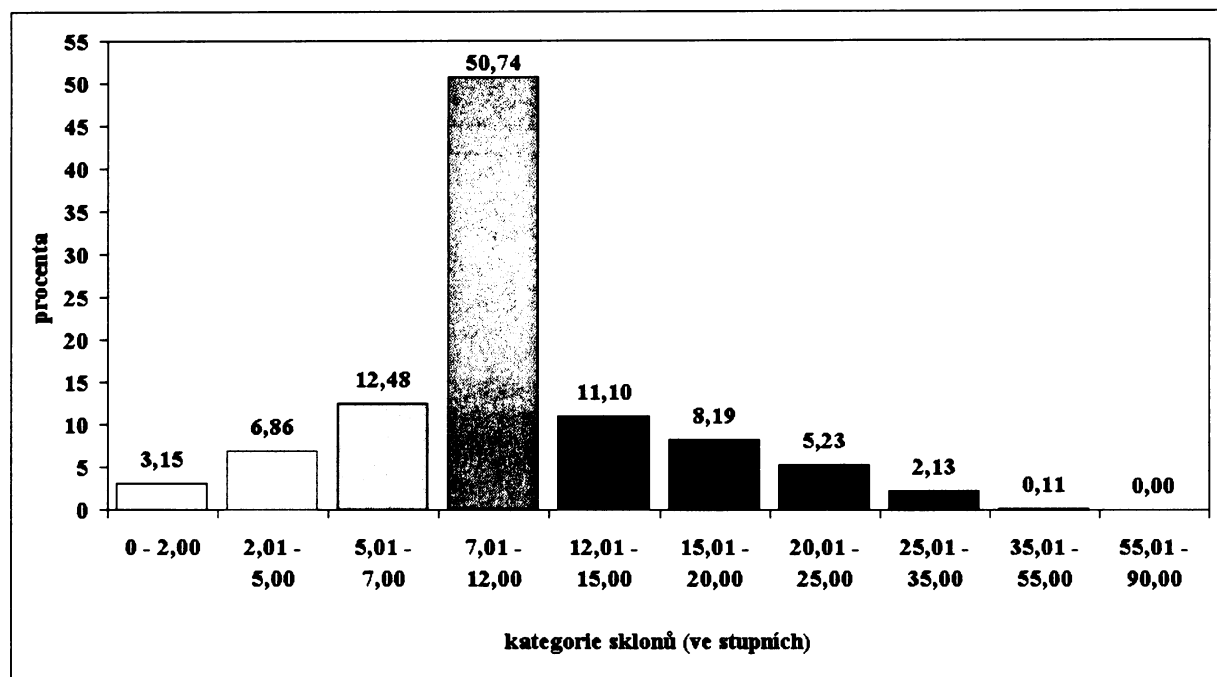
Graf 2: Histogram sklonitosti studovaného území (započítána i jezerní pánve)

Svahy se sklony vyššími než 35° se nacházejí pouze v karu (v karové stěně a jezerní pánvi). Jedná se o svahy formované ledovcovou činností. Sklony svahů nad 20° kontinuálně pokrývají celou oblast karové stěny. Velké sklony se však vyskytují i v rámci glaciální akumulární části reliéfu a vázány jsou na strmý svah na JV břehu Černého jezera, na čelo koncové morény a na erozí prořízlé části morén. Svahy se sklony nad 20° se vyskytují ve spodní části povodí v místech mezi 845 - 890 m n. m., kde nejvzdálenější koncová moréna nasedá na strmý svah, který přetíná údolí Černého potoka ve směru ZSZ - VJV mezi 805 a 895 m n. m. a ve východní části dosahuje sklonů 20 - 30° . Sklony nad 20° se dále vyskytují od 1025 m n. m. do 805 m n. m. na svazích podél hřbetu vázaného na výskyt odolnějších hornin (kvarcitů), vybíhajícího z Rozvodí severním směrem do údolí Úhlavy. Také západně orientované svahy strukturního hřbetu vybíhajícího z Rozvodí směrem na SSV mají sklony nad 20° .

Glaciální akumulární segment reliéfu (Graf 3). Jak už bylo řečeno, v glaciálním akumulárním segmentu reliéfu výrazně dominují svahy se sklony 7 - 12° , které tvoří jeho střední část (cca 915 - 1005 m n. m.). Spodní část je sklonitější a převažují zde svahy nad 15° , které odpovídají čelním svahům koncových morén. Příkřejší je též část na JV břehu jezera, kde morény nasedají na strmý svah bočního ramene karu. Svahy o sklonu 0 - 5° tvoří 10 % glaciálního akumulárního segmentu reliéfu. Nalézt je lze v oblasti morén umístěných na

sever od Černého jezera v horní části glaciálního akumulčního segmentu reliéfu. Tyto morény jsou v části odlehlé od jezera nevýrazné.

Mimo akumulční oblast se mírně skloněné svahy ($2 - 5^\circ$) a rovinné plochy ($0 - 2^\circ$) nacházejí v zájmovém území ještě ve dvou rozsáhlejších oblastech. První je dno Černého jezera a druhá je oblast vrcholových plošin.

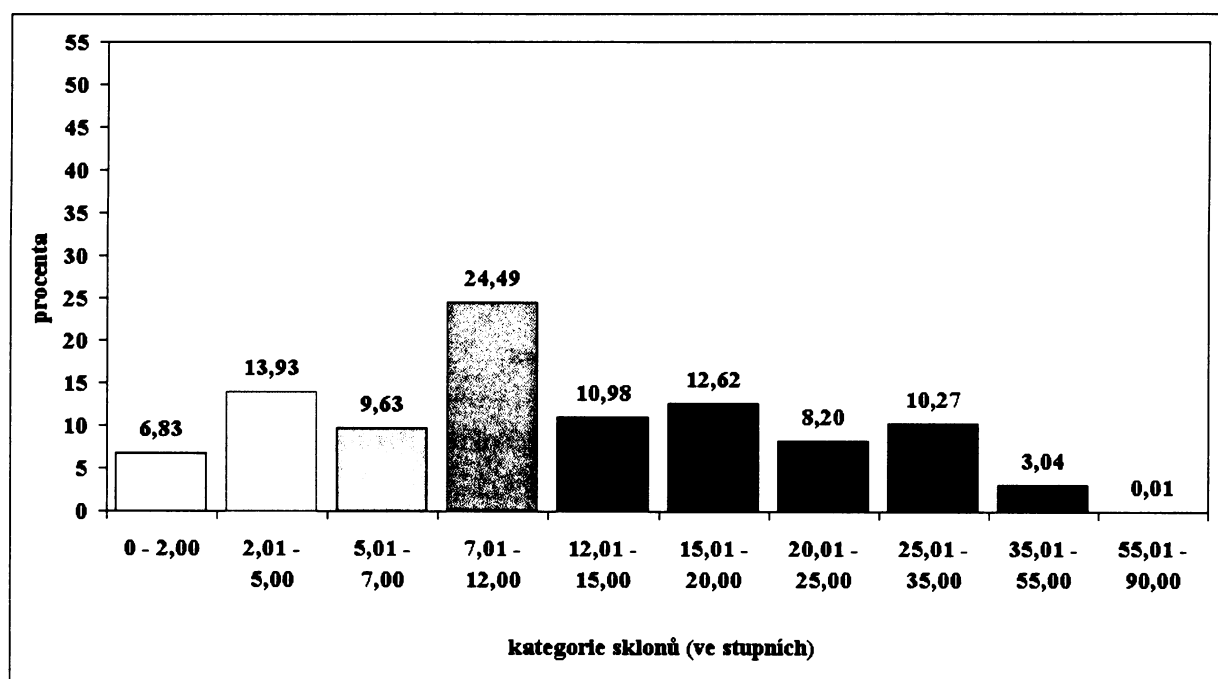


Graf 3: Histogram sklonitosti glaciálního akumulčního segmentu reliéfu

Dno karu (Graf 4). Histogram sklonitosti na dně Černého jezera má relativně rovnoměrný charakter. Mírně dominující sklony $7 - 12^\circ$ se nacházejí na ke karové stěně přikloněném svahu elevace, která odděluje dvě jezerní pánve. Tyto pánve se sklonem dna do 2° tvoří téměř 7 % povrchu dna celého jezera. Příkře skloněné svahy se sklonem nad 15° jsou vázány na západní okraj jezerní pánve na místo, kde strmá karová stěna vstupuje do jezera a kde je jezero nejvíce zahloubené. Dále se tato sklonitostní kategorie nachází na okraji menší pánve.

Vrcholové plošiny. S výjimkou glaciálního akumulčního segmentu reliéfu a dna karu se jedná o třetí oblast s výskytem sklonů $0 - 5^\circ$. Od prvních dvou oblastí se odlišuje pozicí v reliéfu vzhledem k Černému jezeru a genezí. Zatímco v prvním případě jde o dno jezerní pánve, v druhém případě se jedná o hřbet mezi Jezerní horou (1343 m n. m.) a Svarohem (1333 m n. m.), který je tvořen reliktem vrcholové plošiny. Jedná se o zarovnané povrchy s relikty kryogenní modelace, např. tory, skalní hradby, kryoplaneční terasy

(Mentlík, 2001). Tyto zbytky zarovnaných povrchů se v okolí Černého jezera nacházejí ještě na rozsoše Rozvodí (1189 m n. m.) a Špičáku (1202 m n. m.). V sedle na západ od kóty 1093 m n. m. se též nalézá území s plochým reliéfem se sklonem do 5°. Uvedené plošší části reliéfu (bez části v glaciálním akumulacním segmentu), měly v době chladného pleistocenního klimatu funkci deflačních plošin (srov. Jeník, 1961). Celkově tyto části reliéfu zaujímají plochu 97,71 ha. Základní charakteristiky identifikovaných deflačních plošin jsou uvedeny v Tab. 6 a na Obr. 11.



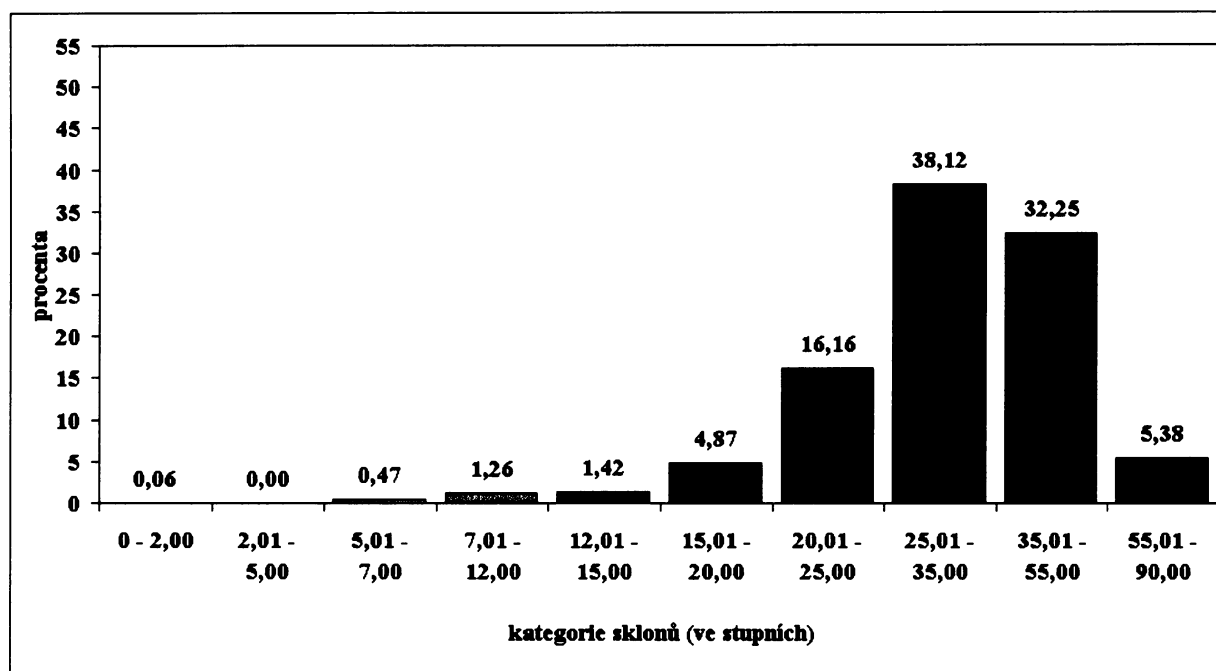
Graf 4: Histogram sklonitosti dna Černého jezera

Tab. 6: Charakteristiky deflačních plošin v okolí Černého jezera (čísla plošin viz Obr. 10)

deflační plošina	rozloha (ha)	průměrná výška (m n. m.)
1.	29,34	1 177
2.	57,60	1 320
3.	10,78	1 079
celkem	97,71	1 192

Karová stěna (Graf 5). Karová stěna je ze 75 % tvořena svahy se sklonem nad 25°. Sklony nad 55° se nacházejí při horním okraji karové stěny (6 % její plochy), kde je obnažená skalní stěna. V jižní části, při úpatí v přechodu do jezerní pánve se její sklon zmírňuje a klesá pod 20°, což souvisí s výskytem akumulacních kuželů erozní rýhy a mury, resp. jejich

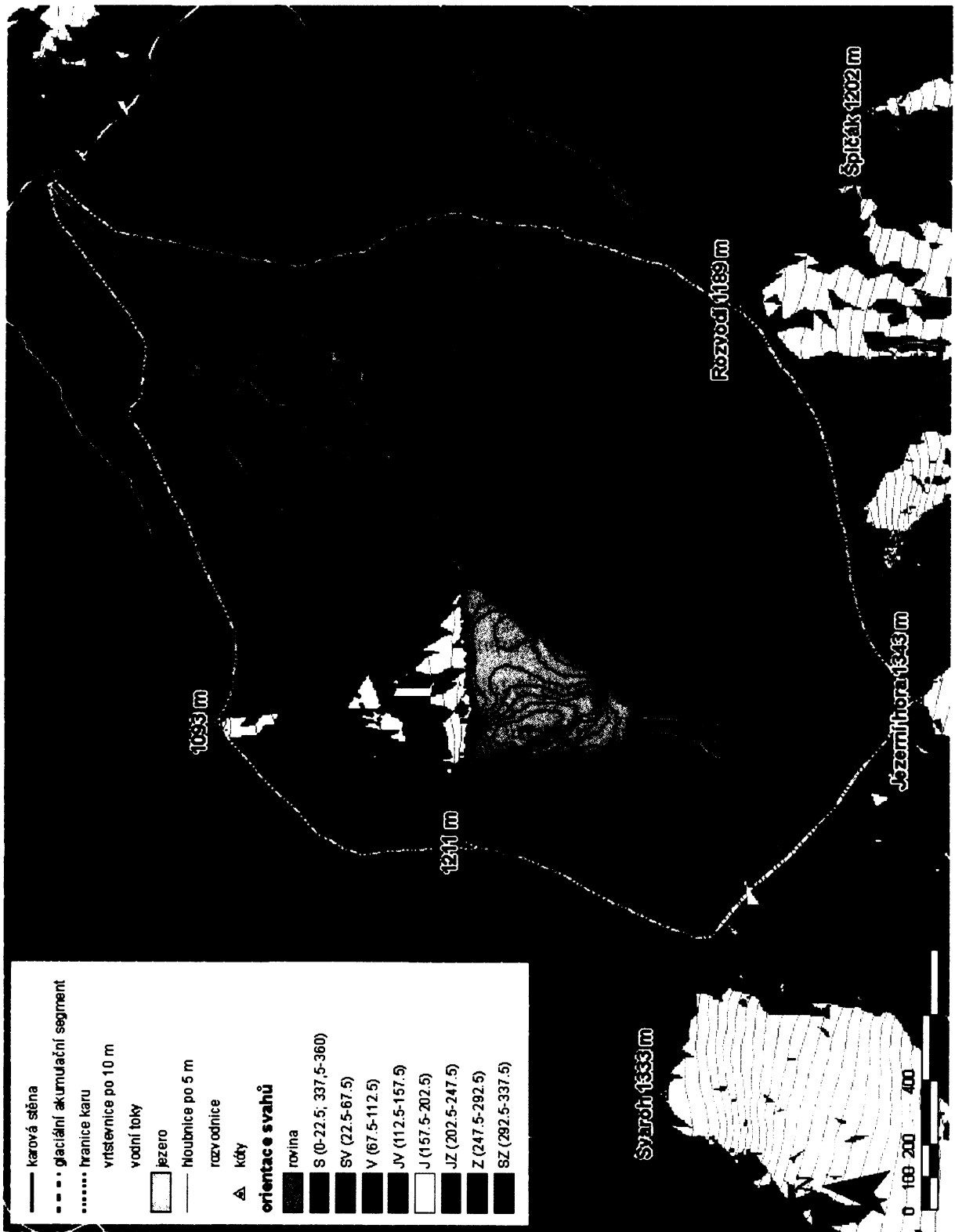
sedimenty (svahové a fluviální), které se podílejí na zmenšení sklonu v této části karové stěny.



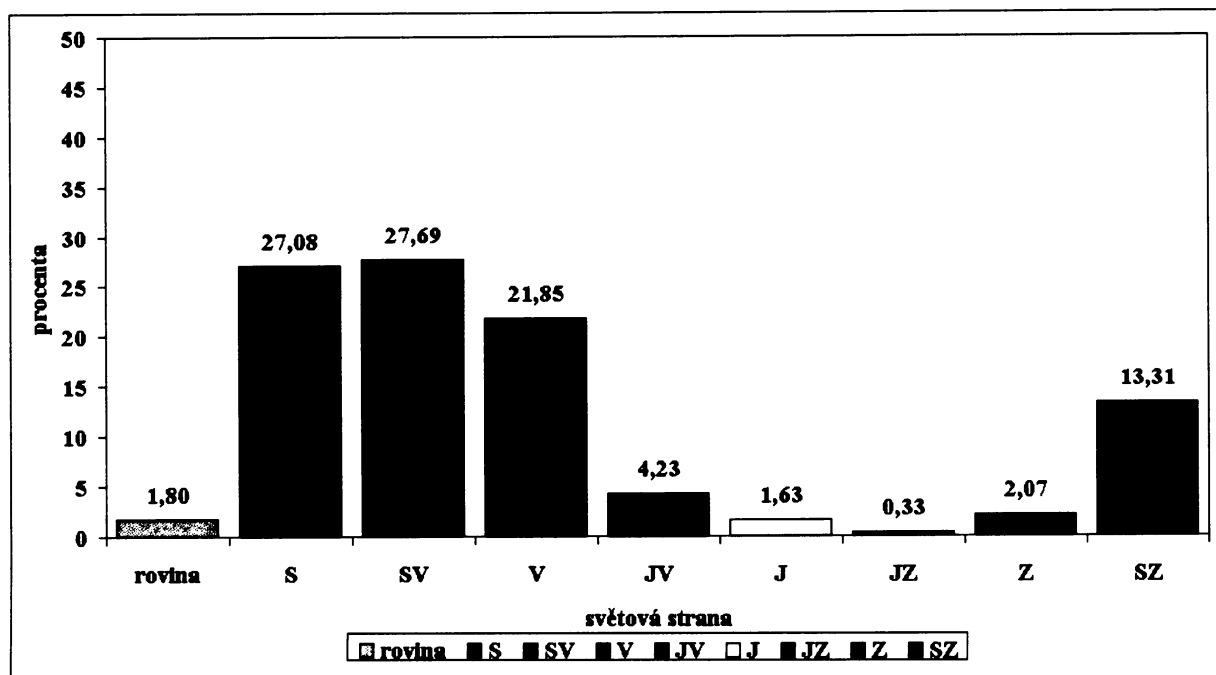
Graf 5: Histogram sklonitosti karové stěny Černého jezera

3.1.3 Orientace svahů

Hlavní osa údolí Černého potoka směřuje k severovýchodu a rozděluje studované území na část s převahou svahů s orientací k severozápadnímu kvadrantu a část s převahou svahů s orientací k východnímu kvadrantu (Obr. 12). Směry os údolí mohou být spjaty s tektonickými příčinami (Šťovíčková, 1984). Směr údolnice v údolí Černého potoka (SV-JZ) odpovídá jednomu ze dvou hlavních směrů šumavských zlomů (Holubec, 1990). Rozložení podílu orientace svahů v jednotlivých kategoriích proto vykazuje nápadnou asymetrii. Celkově ve studovaném území dominují svahy se SV (27,69 %), S (27,08 %) a V orientací (21,85 %) (Graf 6). Takto orientované svahy jsou typické pro glaciálně přemodelované části reliéfu na české straně Šumavy (srov. Housarová & Mentlík, 2004). Důvodem jsou klimatické poměry, konkrétně insolace a směr převládajících větrů, které měly vliv na rozvoj zalednění v preglaciálních údolích s touto orientací.



Obr. 12: Orientace svahů v zájmovém území.



Graf 6: Histogram orientace svahů v povodí Černého jezera a Černého potoka

Převažující směr větrů je jedním z faktorů ovlivňujících akumulaci sněhu a soustředění ledovců do určité polohy v terénu. Proudění svívá velké množství sněhu, který se dále akumuluje na závětrných stranách hor (Enquist in Vilborg, 1984; Evans, 1977, Prosová & Sekyra, 1961). V případě, že převažuje západní či jihozápadní směr proudění, akumuluje se sních na svazích v sektoru S-V-J. Pro studované území lze předpokládat právě západní směr proudění, který byl vůdčím směrem v období pleistocénu v celém mírném pásu severní polokoule (Prosová & Sekyra, 1961) a lokálně byl posilován anemo-orografickým systémem sousedního údolí řeky Weisser Regen (viz. kap. 1.4.2. Klimatické poměry). Zdrojovými oblastmi pro odnos sněhu do závětrných poloh byly deflační plošiny ve vrcholových částech pohoří. V zázemí karu Černého jezera se nachází deflační plošiny o rozloze zhruba 70 ha (č. 2 a 3 viz Tab. 6 a Obr. 11), které dotovaly kar Černého jezera sněhem. Plošina v okolí Rozvodí (1189 m. n. m.) a Špičáku (1202 m n. m.) spíše měla funkci deflační plošiny pro sousední Čertovo jezero. Větry, které ovlivňují umístění ledovce nejsou pouze ty v zimním a jarním období, ale také ty v ablačním (letní) období (Evans, 1977). Jejich turbulentní pohyby zvyšují tepelnou výměnu a tím i ablaci (zvyšují výpar) na exponovaných návětrných svazích.

V částech reliéfu se severní orientací je nejnižší hodnota solární radiace. To se projevuje redukcí teploty vzduchu (popř. zemského povrchu) a zvýšením albeda vlivem dlouhodobější akumulace sněhu. Tyto dva faktory ovlivňují ablaci ledovců v tom smyslu, že

ji omezují a pozitivně tak ovlivňují nárůst ledovcové hmoty (Evans, 1977). Orientace svahů k severnímu kvadrantu tak proto bývá označována jako chladná orientace. Efekt solární radiace může být pozměněn zastíněním (viz kap. 3.1.4. Zastínění), které závisí na topografické poloze a na orientaci svahů.

Ve studovaném území se nachází velmi málo svahů s teplou jižní (popř. JV a JZ) orientací. Tyto tři kategorie tvoří celkem 6,19 % povrchu studovaného území a jsou soustředěny do 300 - 500 m širokého pásu na sever od jezera. Jsou to k jezeru přikloněné svahy morén a erozní svah pod kótou 1093 m n. m..

Ve vztahu orientace svahů k jejich sklonu lze pouze říci, že se svahy s teplou J orientací soustřeďují do nejméně členité části reliéfu v glaciálním akumulčním segmentu reliéfu severně od jezera. Oproti tomu se přesně na opačné straně jezera nachází strmý (25 - 30°) S a SZ orientovaný svah. Celkově sklonitější JV polovina zájmového území má převažující orientaci k severnímu kvadrantu. Nejsklonitější část studovaného území představovaná karovou stěnou vykazuje naprostou dominanci východně orientovaných svahů.

Z pohledu procentuálního zastoupení orientací svahů v jednotlivých kategoriích vykazují největší podobnost glaciální destrukční segment reliéfu a celé studovaného území, což je způsobeno stejnou orientací osy karu i údolí Černého potoka. Spearmanův korelační koeficient u nich dosahuje hodnoty 0,92 (Tab. 7). Vysokou hodnotu má též koeficient pro glaciální akumulční a destrukční část reliéfu (0,87). Naopak nejméně se odlišuje zastoupení v jednotlivých kategoriích u studovaného území a dna jezera.

Tab. 7: Spearmanův korelační koeficient

	dno	povodí	akum.	destr.
dno	x	-0,28	-0,42	-0,13
povodí	-0,28	x	0,88	0,92
akum.	-0,42	0,88	x	0,87
destr.	-0,13	0,92	0,87	x

* *dno* = dna jezera

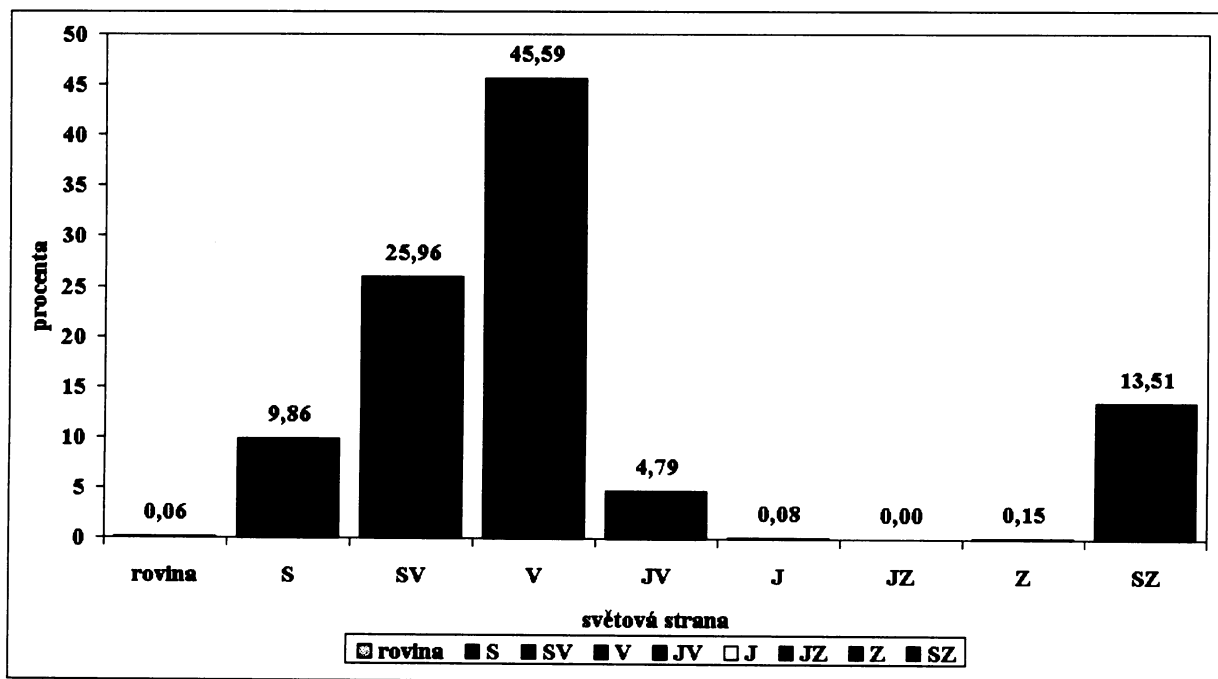
povodí = studované území i se dnem jezera

akum. = glaciální akumulční segment reliéfu

destr. = glaciální destrukční segment reliéfu

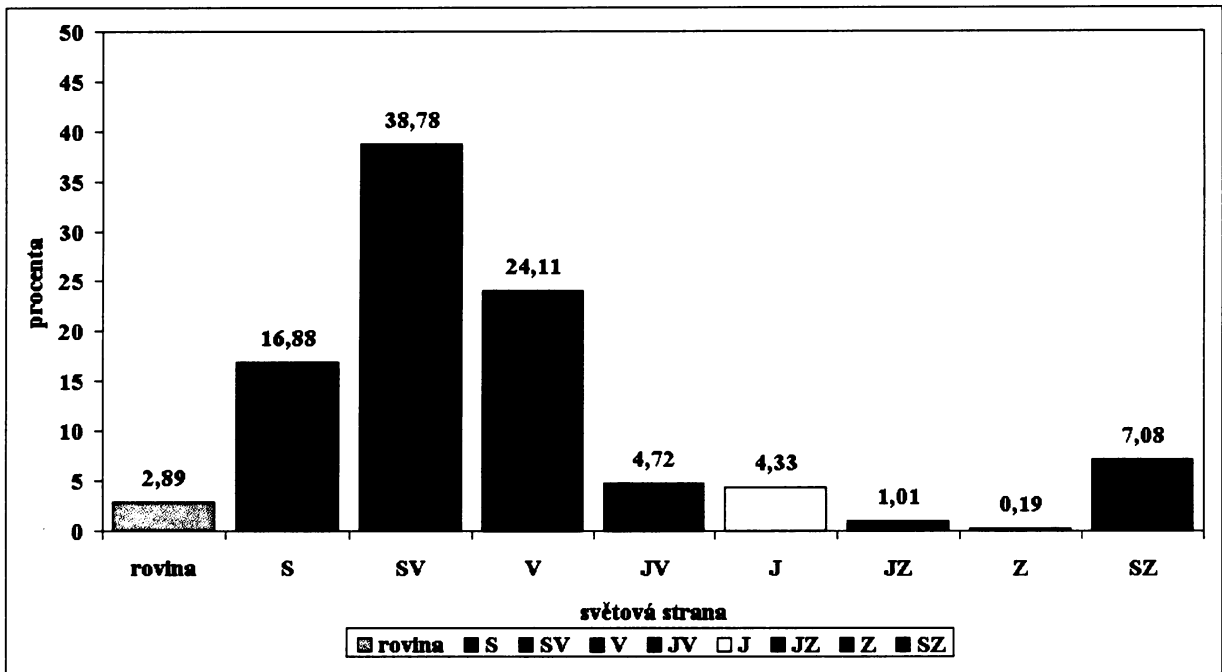
Karová stěna. Histogram orientace svahů v karové stěně (Graf 7) ukazuje dominanci východně orientovaných svahů (45,59 %). Karovou stěnu lze podle orientace rozdělit do tří segmentů: SZ-S, SV, V. Ostatní kategorie se téměř v karové stěně nevyskytují. Část karové stěny s nejvýše položenou částí horní hrany (1320 m n. m.) má charakter SZ-SV

orientovaného amfiteátru. Oblast kolem osy tohoto amfiteátru je orientována k severu. Východní okraj tvořený strmými svahy je orientován k SZ. Nejstrmější část karové stěny nad nejhlubší částí dna karu (Obr. 11 a 12) má východní orientaci. Klimatické faktory (solární radiace a směr větrů) uvedené na začátku této kapitoly měly větší vliv právě na modelaci této části reliéfu než ostatních uvedených částí. Pozitivně ovlivnily glaciální modelaci a mrazové zvětrávání.



Graf 7: Histogram orientace svahů v karové stěně

Glaciální akumulční segment reliéfu kopíruje rozložení orientací v histogramu pro celé studované území, ale vykazuje větší asymetrii (Graf 8). Největší podíl svahů se nalézá v SV kvadrantu (téměř 80 %). To je dáno polohou této části reliéfu na dně údolí, jehož osa má směr SV-JZ a svahy mají spádnicí orientované paralelně se směrem údolnice (SV orientace) nebo šikmo k ose údolí (V a S orientace).



Graf 8: Histogram orientace svahů v glaciálním akumulacním segmentu reliéfu

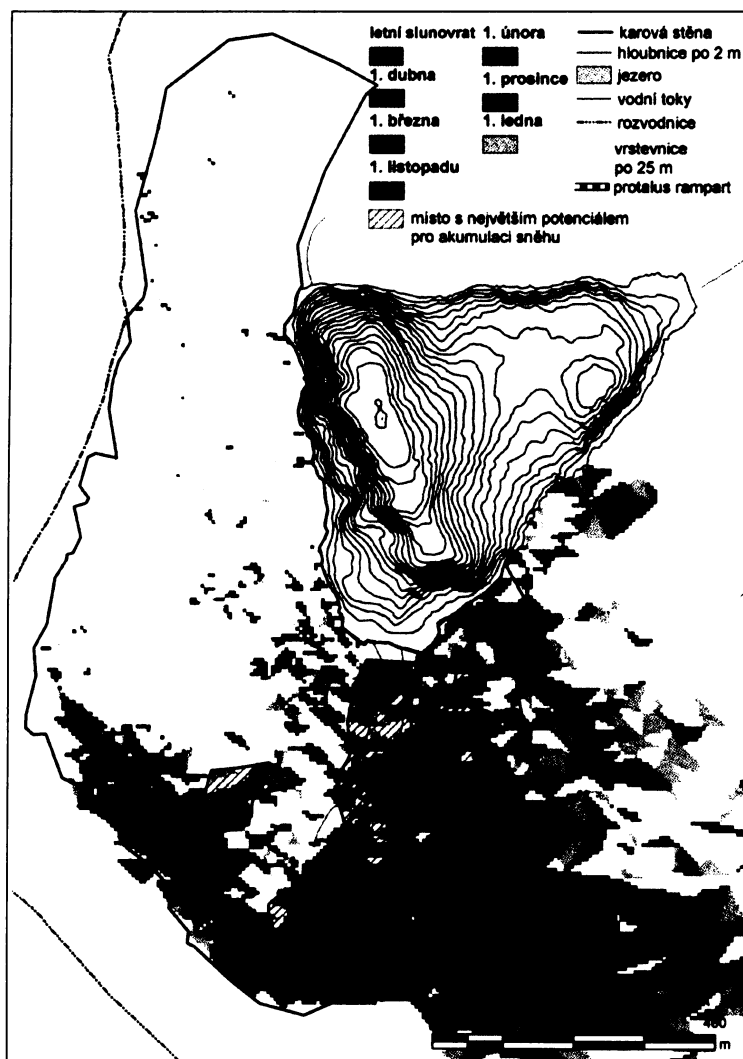
3.1.4. Zastínění

Zastínění reliéfu má vliv na míru solární radiace dopadající na zemský povrch. Čím déle je v rámci dne a roku území zastíněno, tím déle je vystaveno sníženému přísunu insolace. Pro rozvoj zalednění měl tento fakt velký význam, protože radiace je nejdůležitější složkou v tepelné bilanci většiny ledovců (Evans, 1977). Snížená radiace během teplejšího období roku snižovala ablaci ledovcové hmoty. V současnosti má zastínění vliv na průběh procesů souvisejících především s fázovou přeměnou vody v led (mrazové zvětrávání). Na Obr. 13 je vidět zastínění během zimního a jarního období a během letního slunovratu. Barevná škála znázorňuje plošné přírůstky v zastínění oproti předchozímu období.

Z kombinace zastínění s mapou sklonu svahu lze charakterizovat místo s nejdelším zastíněním. Nachází se v jižní části karové stěny. Konkrétně jde o úzký pruh skalní stěny se SV-S-SZ orientací těsně pod hranou karu. Toto místo je zastíněno během celého roku a proto lze předpokládat, že se jedná o nejchladnější část karové stěny. Při patě této skalní stěny setrvává sníh až do pozdního jara (Sofron & Štěpán, 1971) (Obr. 5).

Během chladnějších měsíců (prosinec, leden až únor) se rozsah zastíněné části postupně rozšiřuje i do nižší části karu na jeho východním okraji, kde převažuje S a SZ orientace svahů (Obr. 11). Oblast zastínění tak během zimního slunovratu (tzn. při min. výšce Slunce v roce) pokrývá téměř celou jižní část karové stěny. Tato část karové stěny se současně nachází pod největší deflační plošinou (viz č. 2, Obr. 11) a tudíž ve výhodné pozici,

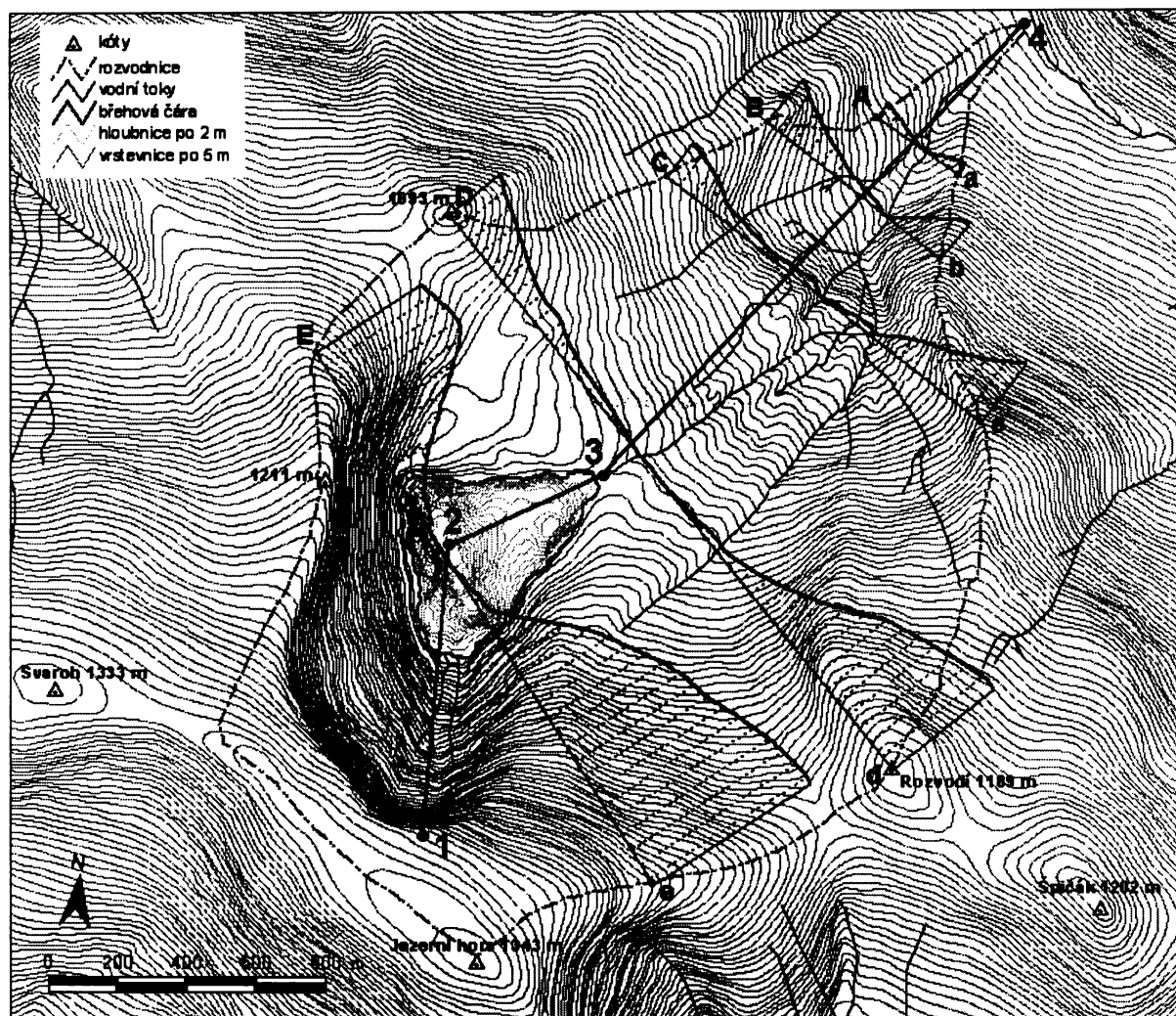
co se týká svívání sněhu a jeho akumulace v karu. Reklasifikací sklonitosti a zastínění bylo v karové stěně vymezeno území s největším potenciálem pro akumulaci sněhu. Jde o místa s nižším sklonem svahů v úpatí části karové stěny (méně než 27°), která jsou v zastíněné části karu.



Obr. 13: Zastínění karové stěny během roku. Zastínění během zimního slunovratu odpovídá přibližně situaci 1. ledna, šrafovane území zastíněné během zimního slunovratu a se sklonem do 27° .

3.1.5. Podélné a příčné profilování

Povodím Černého jezera a Černého potoka bylo sestaveno 5 příčných profilů seřazených přibližně podél osy údolí (Obr. 14).



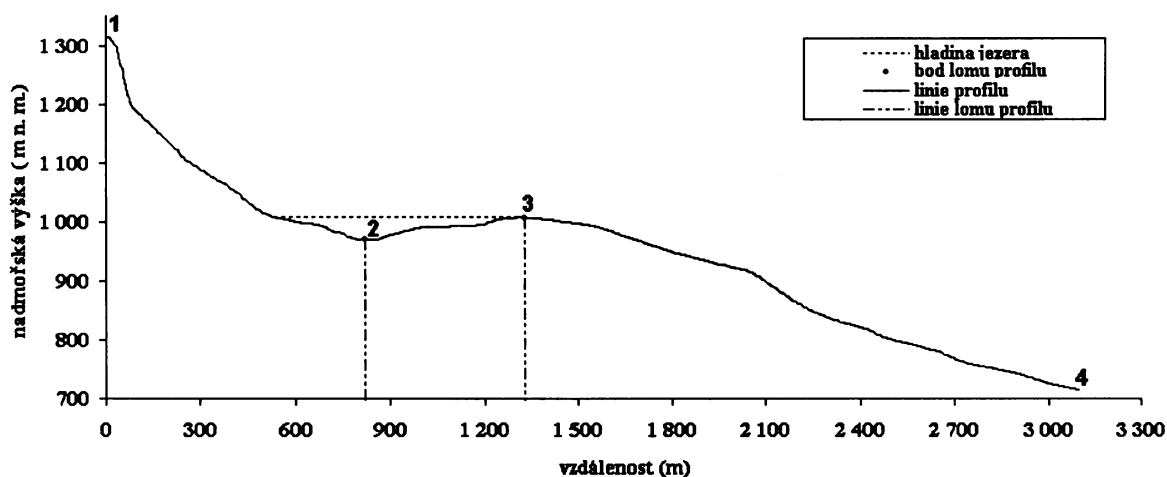
Obr. 14: Příčné profily zájmovým územím (2 x převýšeny).

Z profilů (Obr. 14) je vidět patrná asymetrie, kdy jsou svahy ve východní části studovaného území strmější než svahy západní části. Způsobeno je to tím, že tyto svahy jsou strukturně vázány na průběh odolnějších hornin (kvarcitů), které podmiňují vznik strmějších svahů. Východní a jihovýchodní hřbetnice (mezi body a - e profilů Obr. 14) omezující údolí Černého potoka je řádově o 100 m vyšší než hranice na severozápadě a je tvořena reliktami zarovnaných povrchů. Výškový rozdíl mezi dnem údolí pod hrází a hřbetnicemi omezujícími údolí Černého potoka (profil Dd, Obr. 13), je směrem na SZ 90 m (bod D v profilu) a směrem na JV 190 m (bod d v profilu). Ve střední části studovaného území (profil Cc) činí tento rozdíl směrem na SZ (bod C v profilu) už jen 50 m a na JV (bod c v profilu) 120 m. Směrem do nižší nadmořské výšky se tvar povodí Černého potoka mírně nálevkovitě zužuje (profily Aa a Bb) a zhruba v 750 m n. m. se napojuje na Úhlavské údolí. V horní části (profily Cc a Dd) se údolí rozevívá a dno je plošší. Tyto profily prochází již glaciálním akumulacím segmentem reliéfu a plošší dno je právě pokryto glaciálními akumulacemi. Poslední profil Ee je veden

nepravidelné
formy
nejednotné
svahy
v 207
části
stud.
území
(viz
výškový
mapa
str. 116)

nejhlubší částí karu Černého jezera. Vykazuje největší výškové rozdíly v rámci linie profilu a to více než 270 m ve směru ode dna jezera k JV. Z uvedeného plyne, že největší přehloubení reliéfu v prostoru Černého jezera je vázáno na glaciální destrukční segment reliéfu.

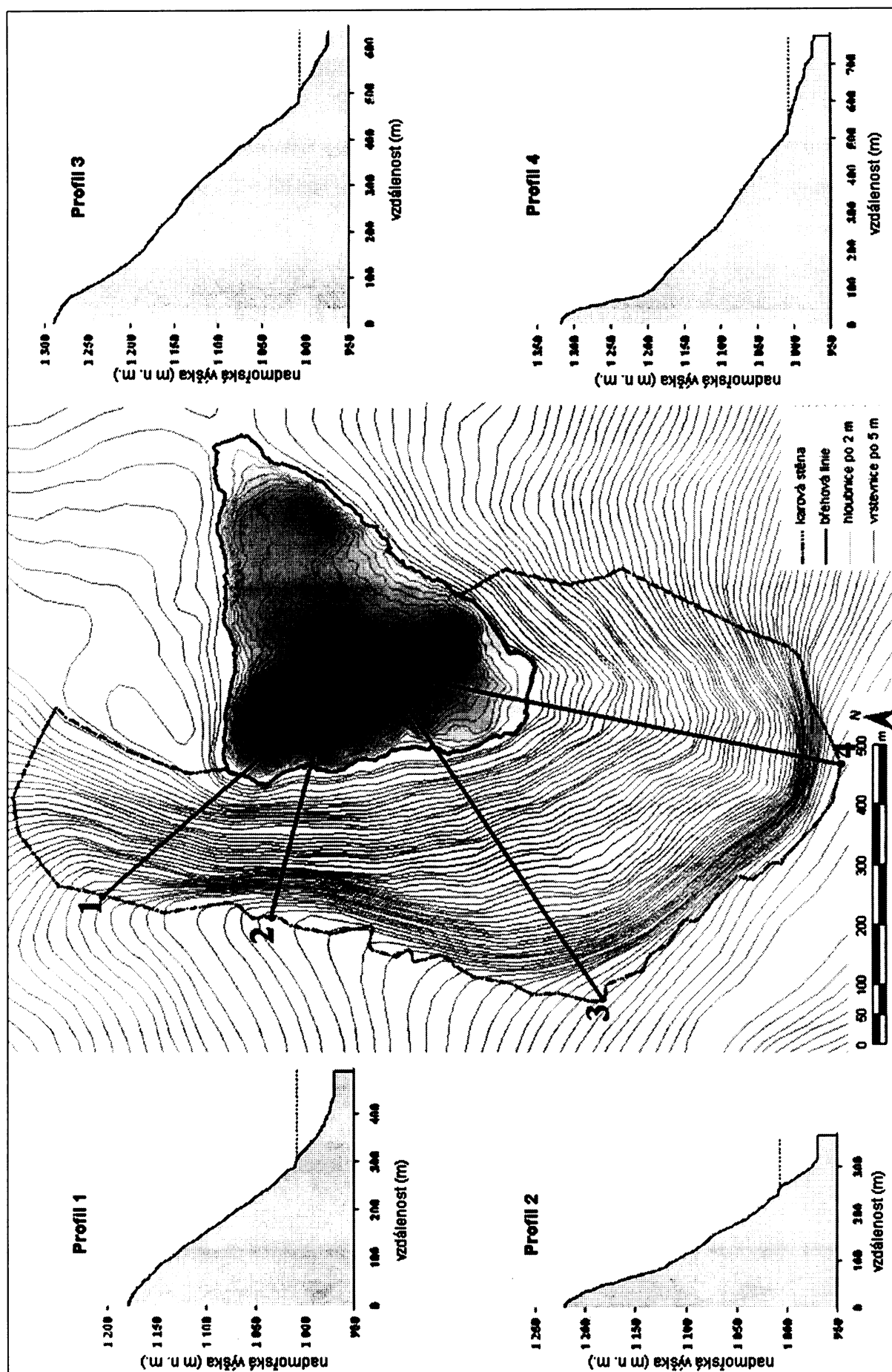
Podélný lomený profil (linie vedení profilu mezi body 1-4 Obr. 14) vedený napříč karem Černého jezera a pokračující osou údolí Černého potoka až k soutoku s Úhlavou je znázorněn na Obr. 15.



Obr. 15: Podélný lomený profil karem Černého jezera a údolím Černého potoka (2 x převýšen)

Vidět je výrazná karová stěna, která prudce spadá do jezerní pánve (bod 1 v profilu), kde dosahuje nejnižší nadmořské výšky (967,4 m n. m.) v karu. Horní část karové stěny tvoří strmý stometrový úsek tvořený obnaženou skalní stěnou. Za hrází (bod 2 v profilu) je sklon pozvolnější. Zpříkřuje se až ve vzdálenosti cca 2100 m, kde kopíruje čelo koncové morény.

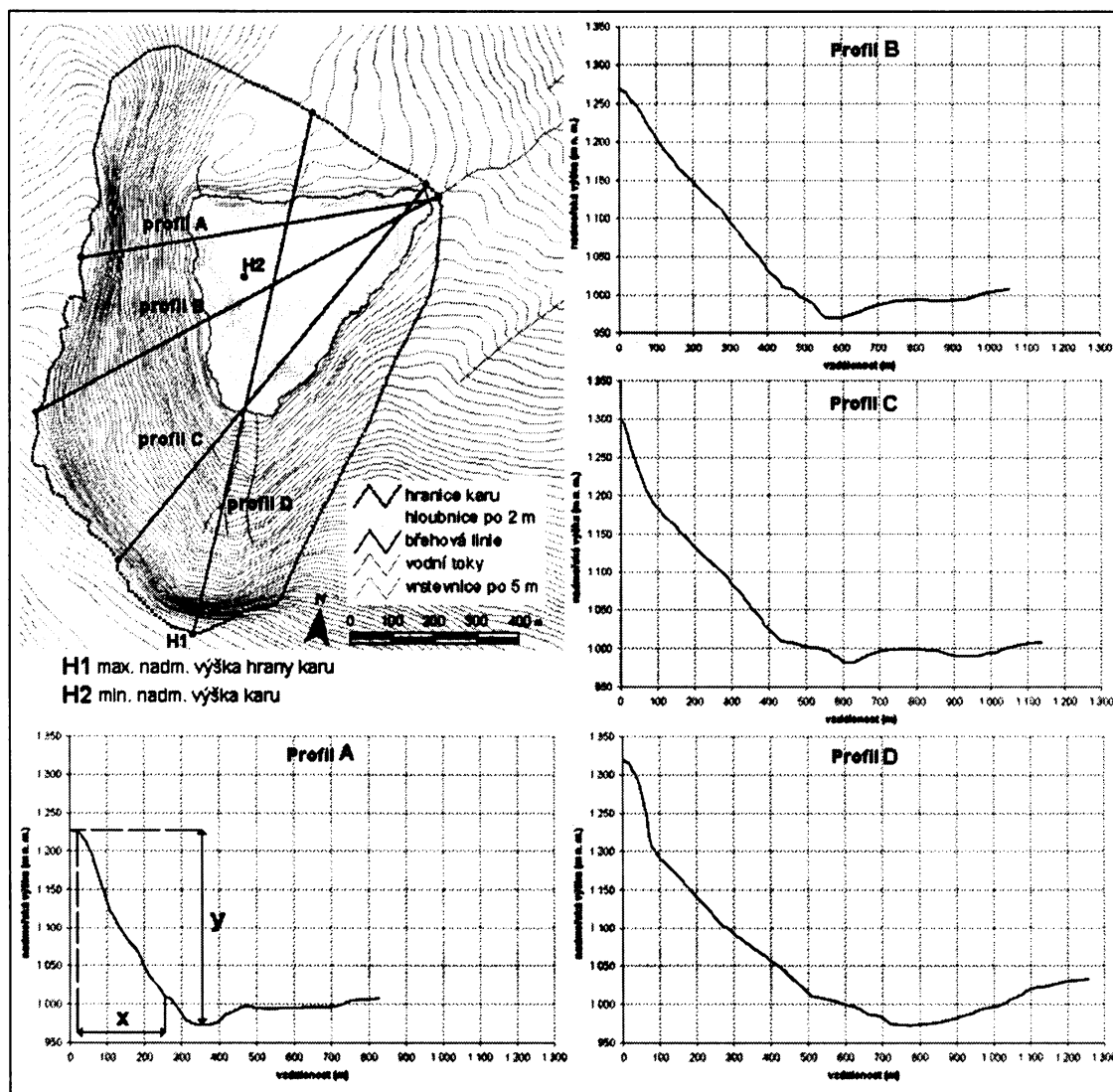
Karovou stěnou byly vedeny čtyři podélné profily končící na dně jezerní pánve (Obr. 16). Nejstrmější částí je východně orientovaná část karové stěny v severní polovině karu. Není to však místo s největším výškovým rozdílem mezi horní hranou karu a nejhlubším místem na dně jezerní pánve. Toto místo se nachází naopak v jižní polovině karu, kde hrana dosahuje výšky 1320 m n. m. a relativní výška karu je tak 353 m. Linie profilu 1 má hladký průběh s pravidelným sklonem bez stupňů. Celkový výškový rozdíl mezi počátkem profilu na hraně karu a nejhlubším místem jezerní pánve činí zhruba 210 m.



Obr. 16: Profily karovou stěnou (2 x převýšeny)

Nejstrmější část karové stěny je viditelná na profilu 2. Horních 100 m je o něco strmějších se sklony svahů v kategorii 55 - 90°. V těchto místech celkově tvoří výškový rozdíl mezi horní hranou karové stěny a dnem karu 250 m. Na profilu 3 je v jeho střední části patrné konvexní vyklenutí svahu, které souvisí s akumulací zvětralin v této části karové stěny. Celkový výškový rozdíl v těchto místech činí 320 m. Profil 4 je v horní části tvořen strmou skalní stěnou (50 - 70°), směrem k jezeru se jeho sklon zmírňuje z 25 - 30° v horní polovině na 20 - 25° ve spodní polovině a 10° při vstupu do jezera. Pod obnaženou skalní stěnou (Obr. 16, profil 4 v 1200 m n. m.) se nachází mocnější sedimentární pokryv tvořený materiálem napadaným z horní části karové stěny a akumulovaný fluviaálními a gravitačními procesy.

Z podélných profilů probíhajících karem (Obr. 17) byla zjištěna křivka karu Černého jezera. Její hodnota vypočtená z profilů A, B, C je 0,85. Pro jižní část karu v profilu D vychází hodnota k 1,20 a pro profil A je k 0,46, pro profil B 0,85 a pro profil C 0,90.



Obr. 17: Profily pro odečítání proměnných x a y pro výpočet k-křivky (2x převýšeny).

3.2. VÝSLEDKY TERÉNNÍHO VÝZKUMU

3.2.1. Geomorfologické mapování

Černé jezero je zahlobeno do úzkého plošinného zbytku mezi Jezerní horou (1343 m n. m.) a Svarohem (1333 m n. m.). Ve studovaném území se nachází tři hlavní části související se zaledněním: karová stěna a karové dno (obojí glaciální destrukční segment reliéfu), morény (glaciální akumulční segment reliéfu), reliкты zarovnaných povrchů (deflační plošiny) (Vočadlova & Křížek, 2005). V následující části je popsán destrukční a akumulční segment reliéfu s glaciální modelací.

3.2.1.1. Glaciální destrukční segment reliéfu

Glaciální destrukční segment reliéfu tvořený karovou stěnou a dnem Černého jezera představuje erozní část glaciálního reliéfu. Jedná se o část reliéfu, která byla během pleistocénu přemodelována ^{erozními} destrukčními glaciálními procesy. Kar Černého jezera vznikl v preglaciálním (tj. období před zaledněním) údolním uzávěru a dnes má podobu dobře vyvinuté karové formy s koeficientem $k = 0,85$ (viz kapitola 3.1.5) se SV orientací osy karu. Jižní část karu je směrem do karové stěny výrazněji zahlobena (koeficient k je 1,20), což způsobuje výškovou, sklonovou, půdorysnou asymetrii karu (viz níže Tab. 8). Jižní část karové stěny (Obr. 8, kap. 2.2., jižní úsek označen J) je vyšší (max. 350 m ode dna karu) než severní část a navazující východně orientovaná stěna (Obr. 8, kap. 2.2., severní úsek označen S). Z podrobné batymetrické mapy (viz, Obr. 6, kap. 1.3.4. Hydrologické poměry) je patrné výrazné přehloubení dna karu. V jižní části karové stěny se cca v 1100 m n. m. nachází dno nivační deprese, která je vyplněna rašeliništěm. Dle Vilbarga (1977, 1984), který vytvořil klasifikaci tvaru karů na základě popisu karů v Laponsku a centrálním Švédsku, by kar Černého jezera patřil do skupiny N:1, ta představuje dobře vyvinuté a do podloží hluboce zařízlé formy, které mají zahlobené dno. V tomto případě je zaplněné Černým jezerem. Kar Černého jezera je možné označit jako složený kar, jehož horní polovina je v jižní části karu tvořena nivační sníženinou. U karových forem bývá běžné takovéto stupňovité uspořádání, kdy se zdá, že jedna forma jakoby uzavírá druhou (Vilborg, 1984). Otázkou je, zda toto stupňovité uspořádání představuje různé generace karových forem, či je výsledkem tektoniky či struktury podloží a nebo jde o kombinaci obou faktorů.

Tab. 8: Charakteristiky rozměrů karu Černého jezera

charakteristika	kar
min. nadm. výška (m n. m.)	967,4
max. nadm. výška (m n. m.)	1321
prům. nadm. výška (m n. m.)	1083
průměrná výška karu (m)	285
maximální výška karu (m)	354
šířka karu (m)	1 015
délka karu (m)	1 145
plocha karu (ha)	85,15
sklon dna jezera (°)	13
sklon karové stěny (°)	33
délka/šířka karu (<i>L/W index</i>)	1,13
obvod karu/obvod kruhu	1,15
délka/výška karu (<i>L/H index</i>)	3,24
orientace osy karu (°)	55
směr osy	SV

} průměrné hodnoty ?

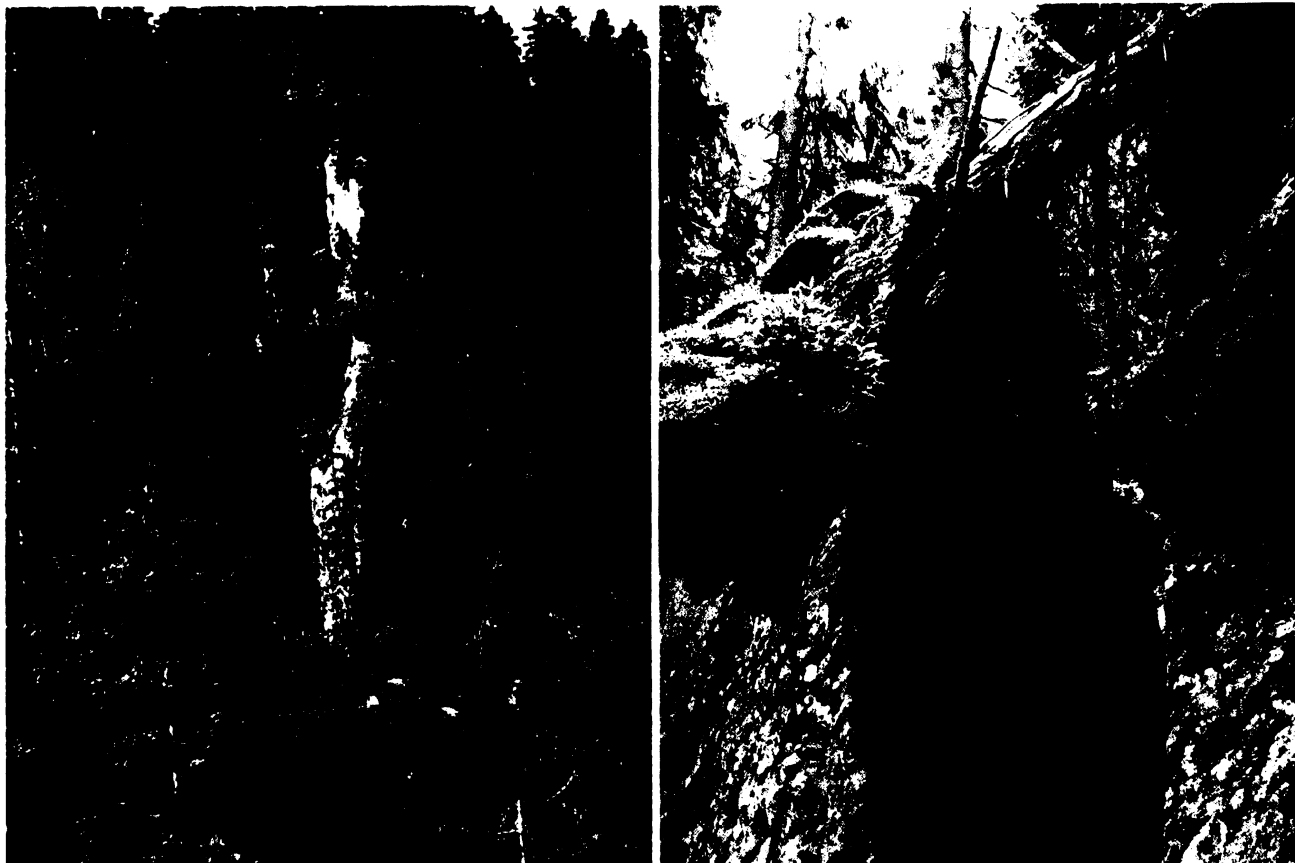
Poměr délky a šířky karu ukazuje na mírnou nepravidelnost tvaru karu v horizontální rovině (Obr. 8, kap. 2.2.). Hodnota 1,13 ukazuje na to, že kar je směrem SV-JZ nepatrně protažený. Poměr výšky a délky charakterizuje tvar karu ve vertikálním směru. Hodnota tohoto poměru u Černého jezera je 3,24 a poukazuje na převahu rozměru karu ve směru horizontálním nad rozměrem vertikálním. Kar je tedy téměř třikrát delší než vyšší. V literatuře se uvádí (např. Huggett, 2003; Summerfield, 1991), že i přes rozličné tvary a velikosti dosahuje poměr mezi délkou a výškou u vyvinutých (zralých) karů konstantních hodnot v rozmezí mezi 2,8:1 a 3,2:1. Znamená to tedy, že kar Černého jezera dle výše uvedeného kritéria lze řadit mezi vyvinuté kary. ~~Se~~ narůstající dobou a intenzitou zalednění se zvětšuje délka karu rychleji než jeho výška (García-Ruiz et al., 2000).

Glaciální destrukční část reliéfu lze rozdělit na dvě hlavní části a to na karovou stěnu a dno karu.

Karová stěna

Dominantní formou reliéfu ve studovaném území je karová stěna. Dosahuje více než 300 m nad hladinu Černého jezera. Hrana karu zvyšuje svou nadmořskou výšku směrem od severu k jihu. Téměř celá karová stěna je zalesněna, výjimku tvoří jen skalní výchozy převážně v horní třetině stěny a výrazné erozní rýhy. Na modelaci karové stěny se v největší míře podílely glaciální, kryogenní, fluviální a gravitační procesy. Nejvyšší bod horního okraje karové stěny leží v 1320 m n. m. a je umístěn v její jižní části (bod H1, Obr. 17). Průměrná

nadmořská výška horního okraje karu činí 1250 m n. m. Kontinuální průběh horního okraje karu je rozrušen řadou skalních výčnělků a erozních rýh. Převážně v západní části (s východní a severovýchodní orientací) lze nalézt řadu výchozů vyčnívajících do prostoru karu (Obr. 17). Mají charakter skalních pilířů a věží dosahujících výšky až 20 m.



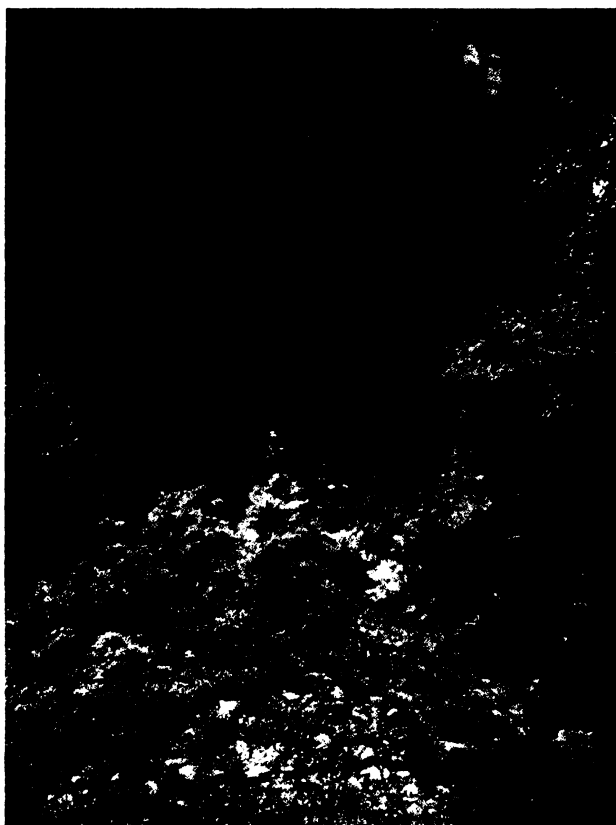
Obr. 17 a 18: Skalní výchozy v horní části karové stěny a blok při úpatí stěny v 1115 m n. m. (Foto: K. Vočadlova, M. Křížek 7/2005)

Erozní rýhy jsou ve vlhčích částech roku a v době tání sněhu protékány potoky. Zhruba horní čtvrtina této části karové stěny má průměrný sklon 50 - 70°, výjimečně dosahuje 90° a místy je stěna až 50 m vysoká. Pod ní se ve střední V a SV orientované části nachází zhruba ve výšce 1150 m n. m. skalní stupeň, který je pokryt blokovým deluviem. Některé svorové bloky napadané na tomto stupni místy přesahují rozměry 5 x 10 m, a jsou tak dokladem intenzivního skalního řícení. Gravitační procesy tohoto typu jsou podmíněny strukturálními podmínkami svorového podloží. Foliace svorů v těchto místech probíhá téměř paralelně s karovou stěnou (směr SZ-JV) a má subvertikální charakter (Babůrek, 1993). Nejstrmější je karová stěna v místech nad nejhlubší částí jezera (v severní části), což je dobře vidět na profilech vedených stěnou (Obr. 16, profil 1). Převážná část spodní poloviny karové stěny zhruba od 1150 m n. m. má mírnější sklon (cca 35°) a směrem k úpatí je kryta suťovým

kuželem. Při jejím úpatí je nahromaděný materiál polygenetického původu (fluviálního, gravitačního původu).

V karové stěně se nacházejí i výrazné formy neglaciálního původu - erozní rýhy (fluviální forma), mura (gravitační forma) a nivační deprese.

Mura se nachází v jižní části karové stěny. Její odlučná oblast je umístěna zhruba do 1260 m n. m., kde přiléhá k okraji skalní stěny. Zarostlá je travinnou vegetací, místy z ní v horní části vyrůstají i vzrostlejší stromy. Spodní část kmene těchto stromů je mírně ohnutá a zesílená a je dokladem o probíhajících svahových pohybech. Střední část odlučné oblasti je rozdělena 3 zářezy, mezi kterými se nacházejí valy (místy vysoké až 2,5 m) tvořené nevytříděným materiálem (Obr. 19). Porostlé jsou mladými max. 2 m vysokými stromky (smrky, jedle).



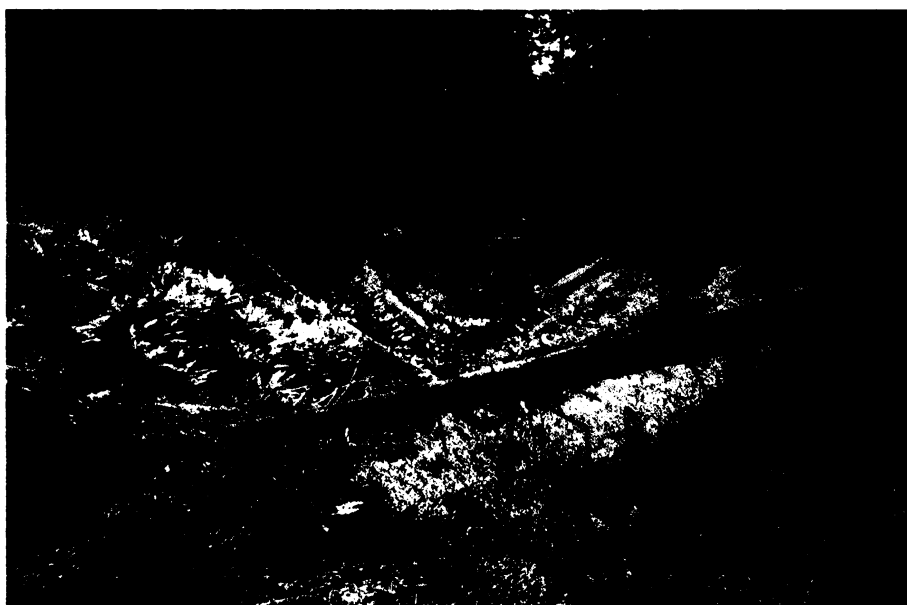
Obr. 19: Materiál mury v horní části odlučné oblasti (Foto: K. Vočadlova, 7/2005)

Tyto zářezy se spojují zhruba v 1105 m n. m. a dále pokračuje tranzitní zóna mury (koryto mury). Ta má charakter koryta o maximální hloubce 4-5 m, šířce 7 m a sklonu dna mezi 40 - 50°. Na obou stranách je ohraničena podélnými nevysokými valy (0,5 - 1,5 m výška, 6 m šířka). Na dně koryta vystupuje místy na povrch skalní podloží (Obr. 20). Protékána je menším tokem. Akumulační část mury má kuželový tvar se strmým až 3 m vysokým čelem, na jejímž formování se rovněž podílely fluviální procesy.



Obr. 20: Pohled shora do koryta mury v přechodu do akumulární části. (Foto: K. Vočadlova, 8/2005)

Druhou výraznou neglaciální formu v karové stěně představuje hluboká erozní rýha s výrazným dejekčním kuželem ve střední části východně orientované karové stěny (Obr. 21). Prochází diagonálně karovou stěnou. Koryto rýhy se zařezává do skalního podloží a dosahuje max. hloubky až 5 m. Ve střední části je ohraničeno skalními výchozy. Dejekční kužel z části zasahuje pod hladinu Černého jezera.



Obr. 21: Výrazně zahloubené koryto erozní rýhy v karové stěně, pohled shora, (Foto: K. Vočadlova, 7/2005).

V zimě na obou těchto lineárních formách dochází ke vzniku menších lavin (Sofron & Štěpán, 1971).

V jižní části (se severní orientací) má v horní třetině kar charakter skalního amfiteátru. Zhruba 100 m pod touto až 80 m vysokou skalní stěnou se nachází menší sníženina. Jedná se o nivační depresi hrazenou valem (Obr. 23), na nějž z východu nasedají boční valy obklopující murovou dráhu. Dno depres^e leží přibližně v 1100 m n. m., je ploché, vyplněné rašeliništěm a od prostoru karu oddělené 2-3 m vysokým valem, který je tvořen nezpevněnými ostrohrannými bloky. Svým tvarem tato forma připomíná protalus rampart (nivační val) (sensu Whalley & Azizi, 2003; Benn & Evans, 1998) a je morfologicky podobný tvaru v Obřím dole v Krkonoších (sensu Engel, Křížek, Tremel, 2005).

Maximální zjištěná hloubka rašeliniště na dně nivační depres je 140 cm. V profilu vykopaném do hloubky 123 cm tvořila jeho svrchní polovinu (do 53 cm) prorašelinělá černá půda. V hloubce 53-123 cm byla půda černo-hnědá, mazlavá. Na bázi profilu byly nalezeny svorové balvany s hlinitopísčitou výplní.

Tab. 9: Popis profilu na dně nivační depres

hloubka	
0 - 6 cm	černá hlína
6 - 14 cm	stříbrný písek
14 - 53 cm	černá hlína
53 - 56 cm	stříbrný písek
56 - 123 cm	černo-hnědá mazlavá hlína
123 cm a více	balvany s hlinitopísčitou výplní

V profilu byly odkryty dvě písčité vrstvy stříbřité barvy (viz kap. 3.3.2. Granulometrie) (Obr. 23). Tyto vrstvy písčitého sedimentu dokládají vliv fluvialních procesů při formování výplně depres. V současnosti protéká při okraji této formy potok, který se na dně depres ztrácí a opět se objevuje o několik metrů níže na svahu pod nivačním valem a teče do Černého jezera.



Obr. 22: Půdní profil na dně nivační deprese. Vidět je písčité vrstvy v hloubce 42 cm. (Foto: K. Vočadlova, 7/2005)



Obr. 23: Dno nivační deprese v karu, (Foto: M. Křížek, 7/2005)

Dno karu

Dno karu je zatopeno Černým jezerem a je rozděleno do dvou menších pánví oddělených podélnou elevací (Obr. 5, kap. 1.4.3.). Větší pánev (14,7 ha) zabírá západní část jezera a dosahuje maximální hloubky 40,1 m (Janský a kol., 2005). Má výrazně k SSZ protažený tvar. Ze západní strany je ohraničena příkrými svahy, které jsou pokračováním strmé karové stěny. V jižní části se u břehu nachází cca 100 m široká plošina se sklonem kolem 5°. Paralelně se směrem této hluboké pánve probíhá na její SV straně elevace, která ji

odděluje od mělčí (sekundární) pánve. Tato menší pánev má rozlohu 4 ha a dosahuje maximální hloubky kolem 18 m. Sklony v této pánvi se pohybují do 7°, jen v místech nasedání bočních morén na severu a jihovýchodě jsou svahy strmější (až 35°).

*glaciální akumulace
Hubbertem
erozní část
morénového*

3.2.1.2. Glaciální akumuláční segment reliéfu

Glaciální akumuláční segment reliéfu byl vymezen na základě výskytu glaciálních akumulací. Hlavním kritériem pro určení glaciálního původu akumulací ve studovaném území byla jejich morfologie, tzn. tvar valu, nevytříděnost akumulovaného materiálu, přítomnost velkých bloků.

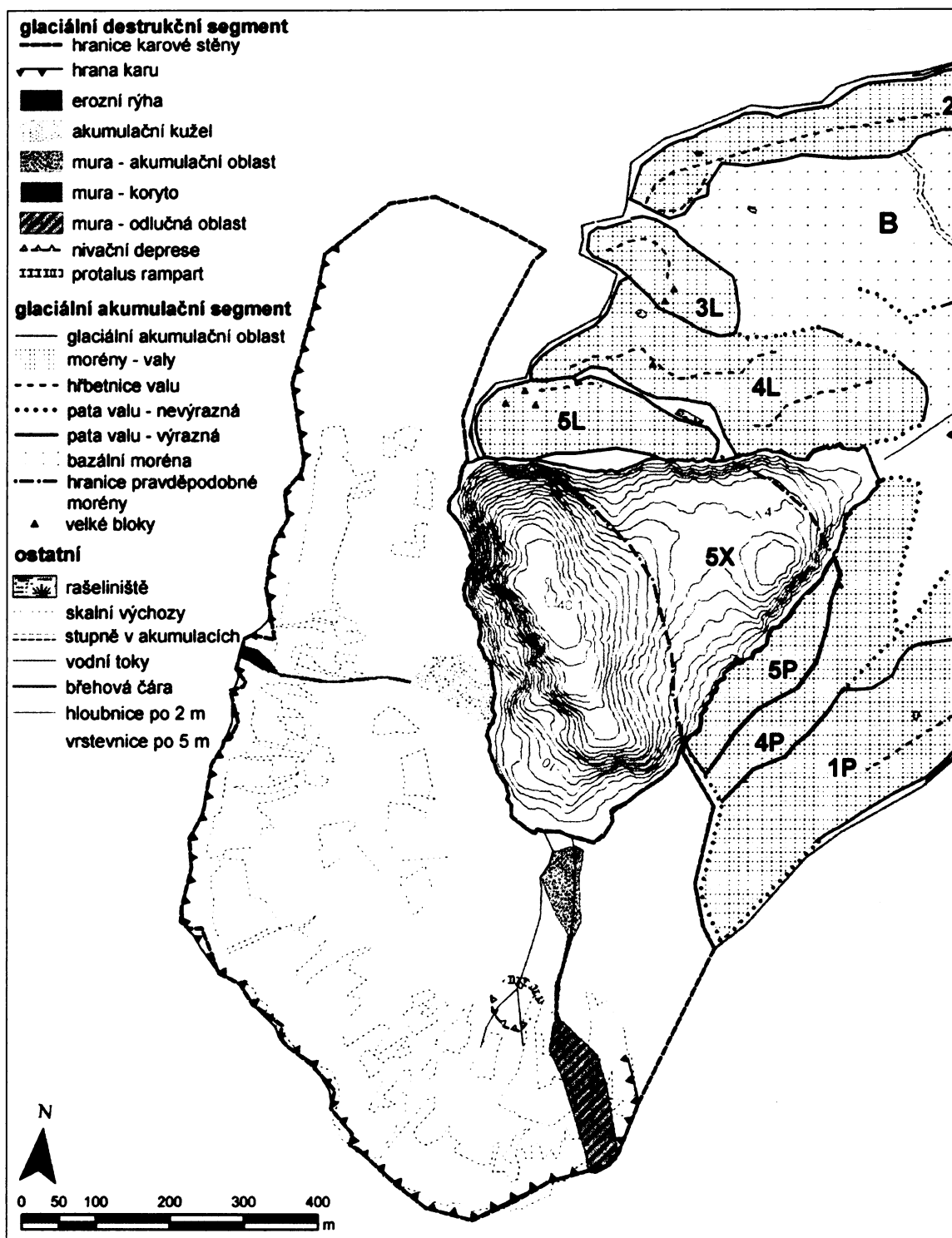
Morény mají obecně obvykle výšku 1-10 m (výjimečně až 100 m) (Hubbart & Glasser, 2005). Jejich hřbet je ostrý nebo zaoblený a v půdorysu buď lineární, zakřivený, klikatý nebo pilovitý. Hranice morénového valu má charakter spodního konkávního přechodu ve svahu. V případě, že je dobře vyvinuta, může být zaznamenána i hřbetnice valu (Hubbart & Glasser, 2005).

Glaciální akumuláční tvary se v okolí Černého jezera vyskytují v několika morfologicky odlišných formách a to buď jako valy, stupně nebo ploché nízké akumulace (Vočadlová & Křížek, 2006). Zasahují od 1115 m n. m. (v případě levých morén od 1040 - 1035 m n. m.) do 850 m n. m. a do vzdálenosti 930 m od jezera. Vybrané charakteristiky glaciálního akumuláčního segmentu jsou uvedeny v Tab. 10. Rozeznány byly akumulace na obou stranách Černého jezera a podél toku Černého potoka. Mezi morénami byla nalezena řada menších rašelinišť (viz kap. 3.2.2.).

Tab. 10: Charakteristiky glaciálního akumuláčního segmentu reliéfu

průměrná nadmořská výška (m n. m.)	986
min. nadmořská výška (m n. m.)	848
max. nadmořská výška (m n. m.)	1 115
rozloha - 2D (ha)	86,45
rozloha - 3D (ha)	88,38
max. šířka (m)	900
max. délka (m)	1 550
průměrný sklon svahů (°)	10,6
převažující orientace svahů	SV
zastoupení SV orientace svahů (%)	38,78

Oblast výskytu glaciálních akumulací lze rozčlenit dle uspořádání na několik částí: od jezera nejdálější část koncových morén (morény se sbíhají), střední část s paralelním průběhem valů, horní část morén obklopujících Černé jezero (paralelní s břehovou linií Černého jezera). Dalším možným rozdělením je dělení podle polohy vůči splazu ledovce na pravé boční morény (1P, 2Pa, 2Pb, 4P, 5P na Obr. 24 a 25), levé boční morény (L1, L2, L3, L4, L5 na Obr. 24 a 25) a oblasti koncových morén. Toto stranové dělení se v tomto případě nemůže řídit polohou vůči Černému potoku, jelikož prostor, kterým se pohyboval splaz ledovce (oblast B, Obr. 25), nesouhlasí s místem, kudy dnes protéká Černý potok.



Obr. 24: Kar Černého jezera s glaciálními akumulacemi

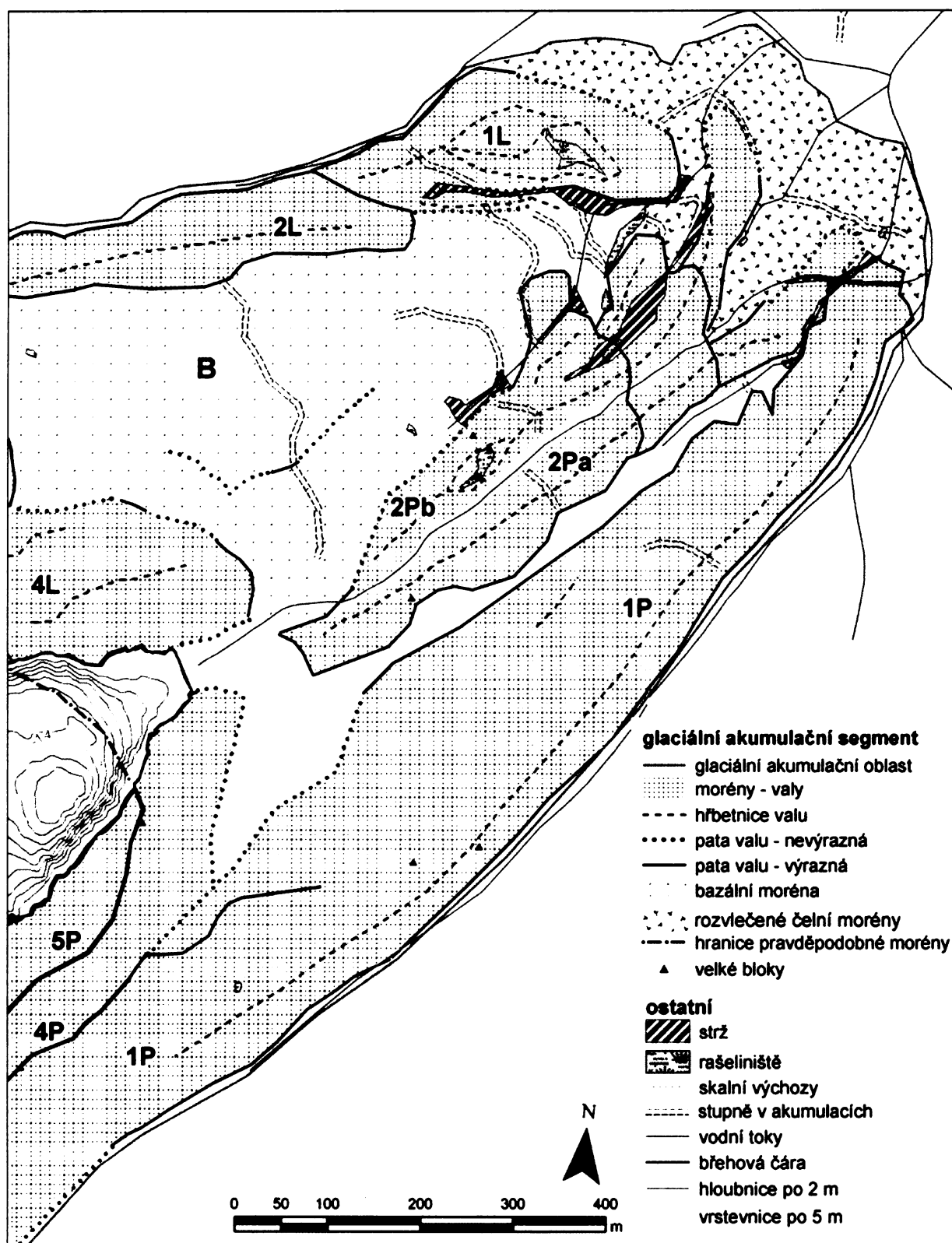
Morény na pravé (jihovýchodní) straně Černého jezera (morény 5P, 4P, 1P, Obr. 24) leží na strmém srázu se sklonem až $25-30^\circ$ a mají podobu stupňů. Celkem se zde nachází 3 morény. Vnější (nejvzdálenější od jezera, moréna 1P) se rozkládá od výšky cca 1115 m n. m. a táhne se celým akumulčním segmentem až do 890 m n. m. (Obr. 25), kde se spojuje se sousedním valem a přechází do oblasti koncových morén. Celkem má délku kolem 1400 m. V 1115 m n. m. plynule navazuje na výše ležící svah. Směrem dolů nabývá vzhledu výrazného

valu o výšce až 10-12 m. Mezi 1030 a 960 m n. m. se však výrazná západní pata tohoto valu vytrácí a moréna plynule přechází směrem k sousednímu valu. Naopak východní pata byla zvýrazněna erozí paralelně protékajícího vodního toku. Hřbet této morény je místy rozčleněn menšími stupni a podélnými depresemi. Zda tyto stupně odpovídají jednotlivým fázím zalednění nelze říci. V 1050 m n. m. se v depresi na valu nachází rašeliniště s max. zjištěnou hloubkou 1,5 m (rašeliniště č. 13 Obr. 26). Maximální šířku přes 200 m má val mezi 1005 a 985 m n. m..

Druhá moréna (moréna 4P) od jezera na jeho pravé straně začíná v 1055 m n. m. a ve své horní části (tzn. cca do 1005 m n. m.) probíhá paralelně s vnějším valem. Má opět podobu stupně na strmém svahu. V 1035 m n. m. dosahuje maximální šířky téměř 100 m. Od těchto míst má akumulace dosti nevýrazný východní okraj. Jedna z jejích částí spadá na SZ směrem k jezeru a tvoří morénu hradící Černé jezero. V těchto místech byl původní reliéf transformován antropogenní činností a to hlavně výstavbou hráze, stavidla, po hrázi probíhající asfaltové komunikace a přilehlého menšího asfaltového prostranství.

Třetí moréna (3P) se nachází přímo na břehu jezera. Opět má charakter stupně, který se zvedá až 15 m nad úroveň hladiny jezera. Ve své střední části tato moréna jako by vstupuje do jezera a z podrobné batymetrické mapy (Janský a kol., 2005) je vidět, že navazuje na podélnou elevaci dělící dvě jezerní pánve (X5 Obr. 24).

Na morénu 4P pod jezerem nasedá val (moréna 2Pa), který se spojuje s valem na levé straně Černého potoka (moréna 2Pb). Tyto morény probíhají paralelně s tokem a mají podobu dvou valů na obou stranách potoka. Končí v 885 m n. m.. Maximální výšky 5-7 m dosahují v 920 m n. m.. Pravděpodobně se jedná o jednu morénu, čemuž odpovídá podobná morfologie obou valů, stejný směr, paralelní průběh a výška hřbetních částí, která byla sekundárně proříznuta vodním tokem. V průběhu hřbetnic obou valů lze sledovat navzájem si odpovídající změny jejich sklonů a to v nadmořských výškách 955 a 935 m. n. m. Výška i směr obou valů se v 920 m n. m. rozchází. Jihovýchodní val se snižuje, sklání se k SV a nabývá charakter rozvlečené degradované morény. Severozápadní val svou výšku mění pozvolněji a stáčí se k severu. Z východní strany má podobu až 18 m vysokého valu. Obě strany valu jsou zvýrazněny fluviální erozí, jelikož při jeho úpatí z východní i západní strany protékají dva menší toky.



Obr. 25: Spodní část glaciálního akumulací segmentu reliéfu.

Na levé (severní) straně Černého jezera byly nalezeny celkem čtyři morény (2L, 3L, 4L, 5L, Obr. 24). Zasahují zhruba do vzdálenosti 400 m směrem na sever od jezera. Hřbet morény nejbližší u jezera (5L) leží až 25 m nad úroveň vodní hladiny. Samotná proximální část tohoto valu nemá takovou výšku, spíše se jedná o strmý svah (až ke 30°), po kterém je jen

rozvlečen materiál morény. Val dosahuje v místech nejbliže ke karové stěně výšky 5-7 m (měřeno od karové stěny). V těchto místech se na hřbetní části valu nachází velké množství svorových bloků, které dosahují velikosti až 5 m v delší ose. Val probíhá paralelně s břehem jezera. Ve střední části u břehu jezera leží asi 20 m široká plošina a směrem od ní k valu je ve svahu antropogenně vytvořená zpevněná terasa se zchátralou budovou. Směrem k hrázi se val opět přibližuje k jezeru a podobně, jako v případě morény na protilehlé straně jezera, i tato moréna vstupuje do jezera a má tak návaznost na podélnou elevaci na jeho dně (5X, Obr. 24).

S jezerem bezprostředně sousedí ještě jeden val (4L). Začíná opět nedaleko úpatí strmé karové stěny a probíhá paralelně s prvním valem. Od něj je oddělen podélnou až 200 m dlouhou a zhruba 8 - 10 m hlubokou depresí. I tento val je ve své SZ části tvořen souborem značně velkých svorových bloků. Moréna zasahuje až k hrázi jezera a spojuje se s morénou z protějšího břehu a společně hradí jezero. Proximální strana valů (tzn. strana přikloněná k jezeru) sousedících s jezerem je narušena zářezem turistické stezky. Území mezi těmito dvěma morénami a zbývajícími dvěma morénami vzdálenějšími od jezera je značně chaotické. Morény jsou zde ploché a přechod mezi morénou 4L a 3L je dosti pozvolný.

Třetí val (3L) směrem od jezera dosahuje max. výšky 4-6 m. Na jeho severní straně kolem něj prochází asfaltová cesta. Tento val nemá svůj ekvivalent v pravých bočních morénách, má délku zhruba jen 200 m.

Severní část glaciálního akumulčního segmentu uzavírá moréna 2L jejíž val dosahuje výšky 5 m a táhne se až k oblasti koncových morén do 955 m n. m. Zde nasedá na reziduum valu 1L, které rovnou přechází v koncovou morénu. Mezi valem 2L a valem 2Pb na levém břehu Černého potoka se nachází území s relativně plochými a rozpadlými tvary v podobě stupňů (až 4 m vysoké), malých hřbetů (max. výška 1,5 - 2,5 m) a sníženin (oblast B, Obr. 24).

Průměrná výška valů v různých částech glaciálního akumulčního segmentu je uvedena v Tab. 11. V případě, že se výrazně odlišuje výška valu měřená z protilehlých stran valu je to v tabulce vyznačeno příslušnou zkratkou.

Tab. 11: Průměrné výšky valů v různých částech

1P		2Pa		2Pb		4P		5P	
v	h	v	h	v	h	v	h	v	h
900	5-7	920	2	915	5-7	1007,5	3-4	V1	2-4
1000	3-5	975	5-7	950	7-10	1020	6-8	V2	6-9
1025	8-10 Z	1000	2-4	985	2-4	nad 1200	10-15	V3	15
1050	1-3 V								
1050	5-8 Z								
1L		2L		3L		4L		5L	
915	5-10	960	5-7	pro celý	2-6	1005	3-5	1010	4-6
950	3-4	1000	3-4			1020	6-10 J	1035	2-5 S
		1020	5			1035	10-15 J	1035	25 J
		1035	2-5			1035	3-4 S		

*v - nadmořská výška (m n. m.), h - výška valu v nadmořské výšce v; Z - měřeno ze západní strany, V - z východní strany, S - ze severní strany, J - z jižní strany, V1, V2, V3 - body při úpatí valu, od kterých je měřena výška valu viz Obr. 30.

Výška valů ve studovaném území kolísá mezi 2 - 10 m. Nejčastěji se pohybuje mezi 5 - 8 m. Maximální výšky 15 m dosahují úseky morén 4P a 5P položených na strmém svahu nad jezerem. Moréna 5L dosahuje až 25 m nad úroveň hladiny Černého jezera z pohledu od jihu, tzn. ve své proximální části. V distální části naopak dosahuje výšky už jen 2- 5 m.

3.2.2. Hloubka rašelinišť

U zkoumaných rašelinišť byla testovacími vpichy lavinovými sondami zjištěna maximální mocnost 180 cm a to u rašeliniště (č. 8, Obr. 26) v nejbližší čelní moréně od Černého jezera (moréna 1L). Toto rašeliniště leží ve výrazné depresi ve valu čelní morény a max. hloubka zde byla zjištěna v jeho jižním cípu. Je vidět, že nejhlubší rašeliniště (č. 4 - 10) leží v oblasti těchto čelních morén. Většinou jde o deprese protékané menšími trvalými či sezónními vodními toky či rašeliniště v pramenných mísách a úpadech. Druhá skupina rašelinišť leží v bočních morénách v okolí Černého jezera a jejich max. hloubka přesahuje 1 m. Z rašeliniště č. 13 v depresi v pravé boční moréně 1P byla pomocí komorového vrtáku odebrána část báze rašeliniště v hloubce 100 - 150 cm. Jednalo se o tmavě hnědou až černou půdu s příměsí organického materiálu. Podíl organické složky však nedostačoval na to, aby bylo provedeno absolutní datování LSC radiokarbonovou metodou.

Tab. 12: Maximální zjištěná hloubka rašelinišť (číslo rašeliniště viz. Obr. 26)

číslo	rozměry (m)		hloubka (cm)
	délka	šířka	
1	20	10	30
2	12	5	30
3	40	4	40
4	20	15	140
5	15	10	120
6	15	15	130
7	30	6	100
8	15	6	180
9	60	15	80
10	50	30	140
11	15	6	70
12	20	8	120
13	10	7	150
14	10	5	140

3.2.3. Schmidt hammer test

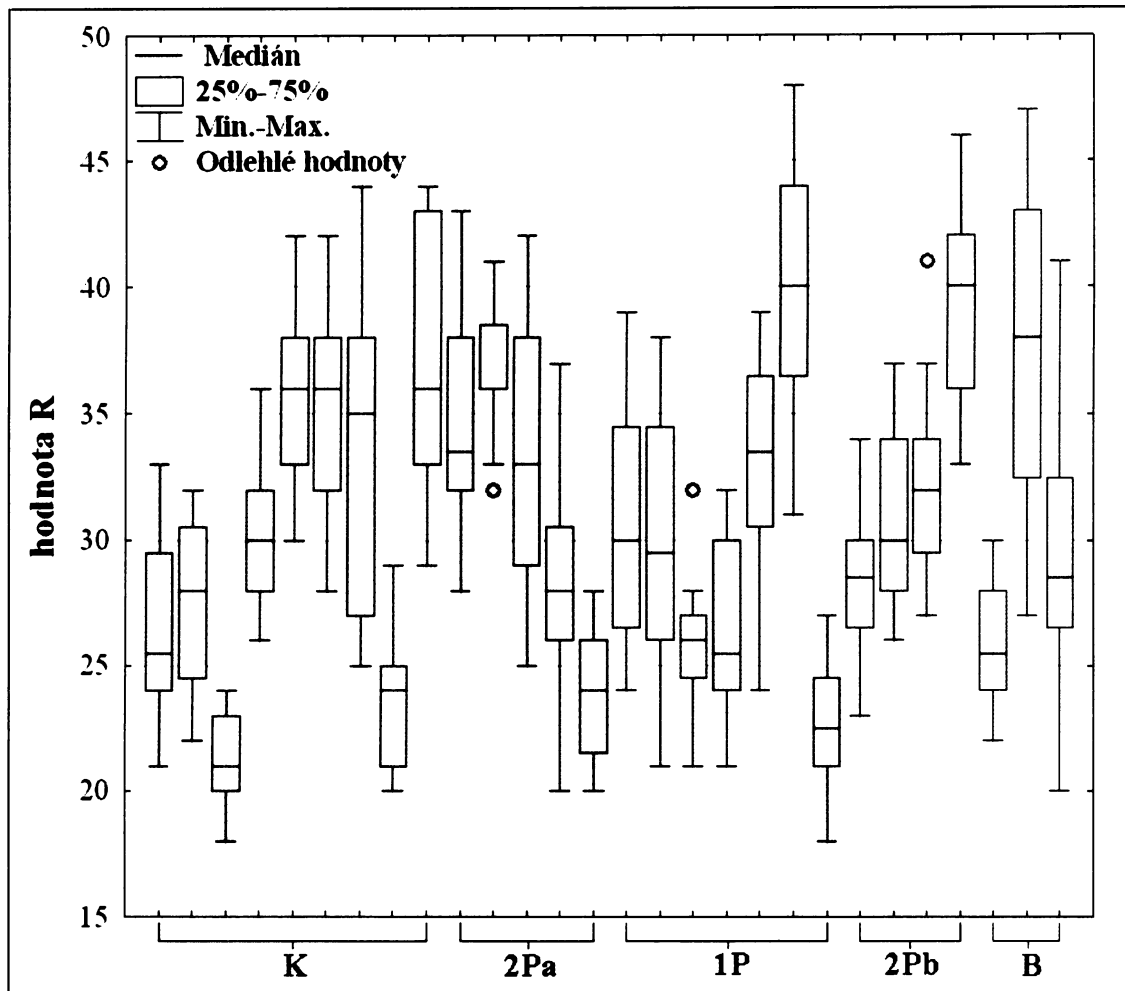
V zájmovém území byl zkušebně proveden Schmidt hammer test. Cílem bylo posoudit, zda lze tuto metodu ve studovaném území aplikovat v rámci relativního datování glaciálních akumulací. Celkem bylo na 28 svorových blocích Schmidt hammerem naměřeno 700 R-hodnot. Bloky přiřazené jedné akumulaci jsou znázorněny stejnou barvou a znázorněny v Grafu 9 a na Obr 26.

V Tabulce 13 je ze statistických charakteristik (směrodatné odchylky a variačního koeficientu) vidět, že se většina z dvaceti hodnot naměřených na každém z 28 bloků neodchyluje od aritmetického průměru více než o hodnotu 6,22, což odpovídá hodnotě směrodatné odchylky u bloku č. 27. Ve většině případů směrodatná odchylka nepřesahuje hodnotu 5. Variační koeficient dosahuje též nízkých hodnot do 20 %, což lze obecně považovat za ukazatel celkem sourodého souboru hodnot.

Tab. 13: Statistické charakteristiky souboru R-hodnot (σ^2 - rozptyl, σ - směrodatná odchylka, V_x - variační koeficient)

blok č.	průměr	σ^2	σ	V_x
1	26,5	11,75	3,43	0,13
2	27,7	11,33	3,37	0,12
3	21,3	3,49	1,87	0,09
4	30,8	8,16	2,86	0,09
5	35,5	13,15	3,63	0,10
6	34,9	15,39	3,92	0,11
7	33,6	35,05	5,92	0,18
8	23,8	7,59	2,75	0,12
9	37,2	29,06	5,39	0,14
10	34,8	22,76	4,77	0,14
11	36,6	6,24	2,50	0,07
12	33,5	27,15	5,21	0,16
13	28,3	17,89	4,23	0,15
14	23,8	7,06	2,66	0,11
15	30,6	24,05	4,90	0,16
16	29,9	26,23	5,12	0,17
17	26,0	7,25	2,69	0,10
18	26,7	9,13	3,02	0,11
19	32,9	21,19	4,60	0,14
20	40,0	20,10	4,48	0,11
21	22,7	6,31	2,51	0,11
22	28,3	8,91	2,98	0,11
23	30,7	13,21	3,63	0,12
24	32,1	11,45	3,38	0,11
25	39,4	12,04	3,47	0,09
26	25,8	5,86	2,42	0,09
27	37,4	38,74	6,22	0,17
28	29,9	29,03	5,39	0,18

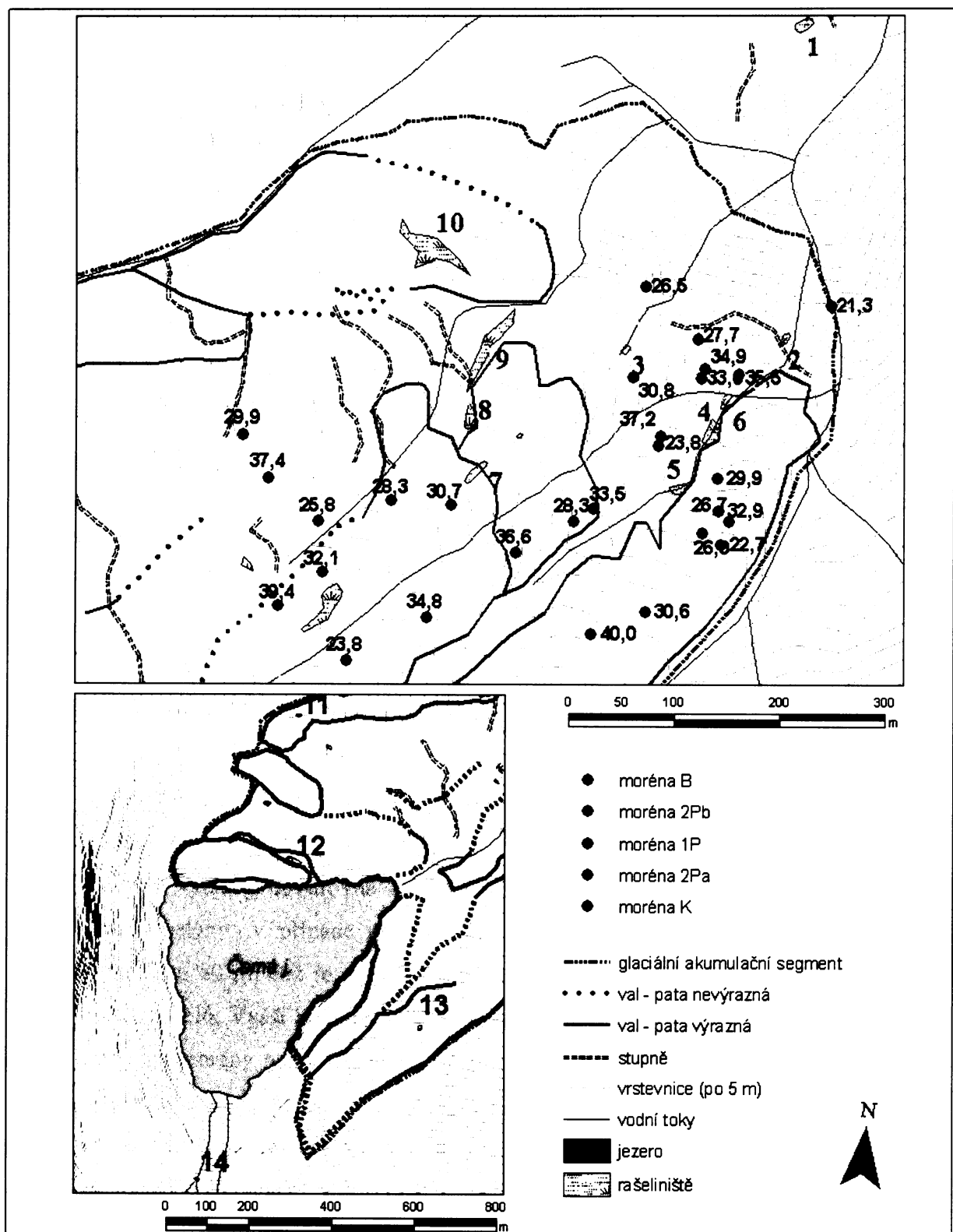
Příznivé statistické míry variability už však neplatí pro hodnoty v rámci bloků přiřazených jedné moréně. Z Grafu 9 je vidět poměrně velká variabilita hodnot R v rámci bloků náležejících ke stejné moréně. Znázorněno je to kolísáním mediánu u krabicových diagramů stejné barvy. Aritmetické průměry R-hodnoty se u bloků v jedné moréně liší min. o 7,5 (moréna B) a max. až o 17,3 (moréna 1P).



Graf 9: Krabicové diagramy souboru R-hodnot,

Skupina bloků označených jako moréna K se nachází na rozvlečené části koncových morén. Vykazuje směrodatné odchytky v rozmezí 1,87 - 5,92 a variační koeficient se pohybuje kolem 12 %. Bloky z morény označené jako 2Pa náleží valu táhnoucímu se po pravém břehu Černého potoka. Rozmezí směrodatných odchylek se pohybuje mezi 2,50 - 5,21 a variační koeficient je kolem 12,6 %. Bloky morény 1P leží na mohutné akumulaci na východní hranici glaciálního akumulárního segmentu reliéfu. Směrodatná odchytka kolísá mezi 2,51 a 5,12 a variační koeficient je průměrně 12,8 %. Moréna 2Pb je valem paralelním s morénou 2Pa, ale ležícím na opačné straně potoka. Směrodatná odchytky kolísá mezi 2,96 a 3,63 a variační koeficient kolísá kolem 10,8 %. Jako moréna B je označena skupina bloků v území mezi morénovými valy. Reprezentuje jí směrodatná odchytky v rozpětí mezi 2,42 a 6,22 a variační koeficient je průměrně 14,7.

Aritmetické průměry R-hodnot pro jednotlivé morény vycházejí: 30,12 (moréna K), 31,39 (moréna 2Pa), 29,8 (moréna 1P), 32,61 (moréna 2Pb), 31,02 (moréna B).



Obr. 26: Rozmístění rašelinišť a bloků testovaných Schmidt hammerem (čísla rašelinišť viz Tab. 11, čísla u bloků znázorňují aritmetické průměry R- hodnot)

3.3. VÝSLEDKY LABORATORNÍHO VÝZKUMU

3.3.1. Určení výšky sněžné čáry (ELA)

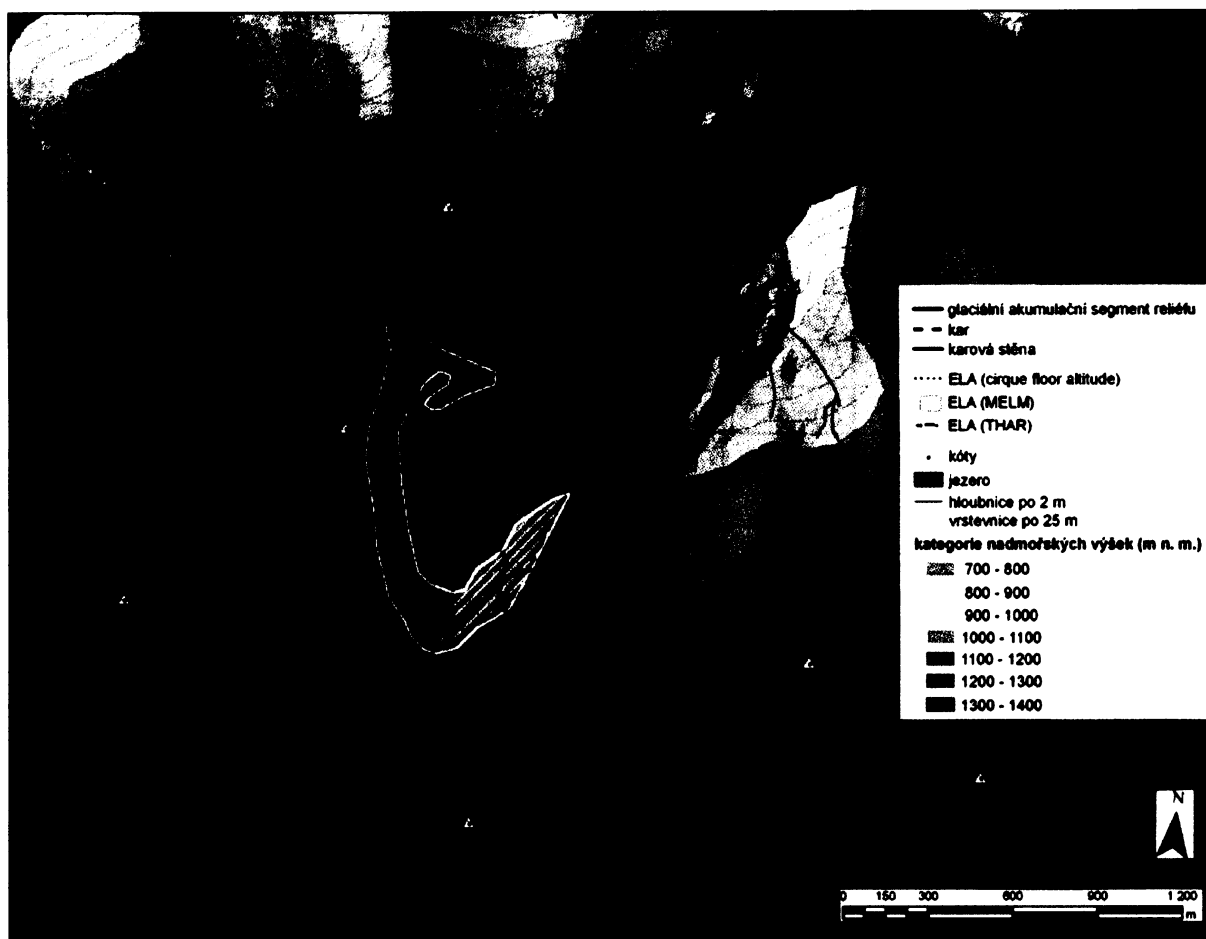
K určení nadmořské výšky sněžné čáry byly použity tři metody (viz kap. 2.4.1. Určení výšky sněžné čáry (ELA)).

Nejvýše položená sněžná čára vycházela při použití metody MELM a nejnižší při výpočtu vycházejícím z průměrné nadmořské výšky dna karu. Přehled výsledných hodnot je uveden v Tab. 14.

Tab. 14: Nadmořská výška sněžné čáry pro oblast Černého jezera

metoda	výpočet	ELA (m n. m.)
<i>Cirque - floor altitude</i>	průměrná nadmořská výška dna karu	992
<i>THAR</i>	$ELA=At+THAR*(Ah-At)$, THAR=0,5	1 082
<i>MELM</i>	max. nadm. výška bočních morén	
	<i>pro pravé morény (1P, 4P, 5P)</i>	1 115 - 1 030
	<i>pro levé morény (5L, 4L, 3L, 2L)</i>	1 035 - 1 030

Výška sněžné čáry pro kar Černého jezera vyšla 992 - 1115 m n. m. (Obr. 27). Rozdíl tak činí 123 m. V případě první metody, která počítá s průměrnou nadmořskou výškou dna karu, je ELA v 992 m n. m. Tato situace odpovídá karovému ledovci, který se svým rozsahem omezuje pouze na kar a nedosahuje výrazné mocnosti. Poloha sněžné čáry vypočítané metodou THAR vychází do úrovně 1082 m n. m., která seče zájmové území zhruba v polovině karové stěny. V případě metody MELM vyšla hodnota ELA pro pravé a levé morény s rozdílem 80 m, což je odrazem asymetrického výškové rozložení morén a tedy i vstupních dat modelů. Vyšší hodnota ELA pro pravé morény (1115 m n. m., moréna P1) je dána tím, že jsou morény natlačeny na strmý svah. Nepřítomnost obdobného strmého svahu na protější straně jezera měla za následek to, že se morény v této části rozprostírají spíše do větší vzdálenosti od jezera a nedosahují větších nadmořských výšek. Na sever od jezera proto vypočítaná ELA vychází o 80 m níže. Hodnota ELA pro nejmladší (nejblíže k jezeru ležící, moréna P5 a L5) morény už vychází stejná a to 1030 m n. m.



Obr. 27: Výška sněžné čáry v karu Černého jezera. Šrafovaně interval ELA vypočtené podle metody MELM.

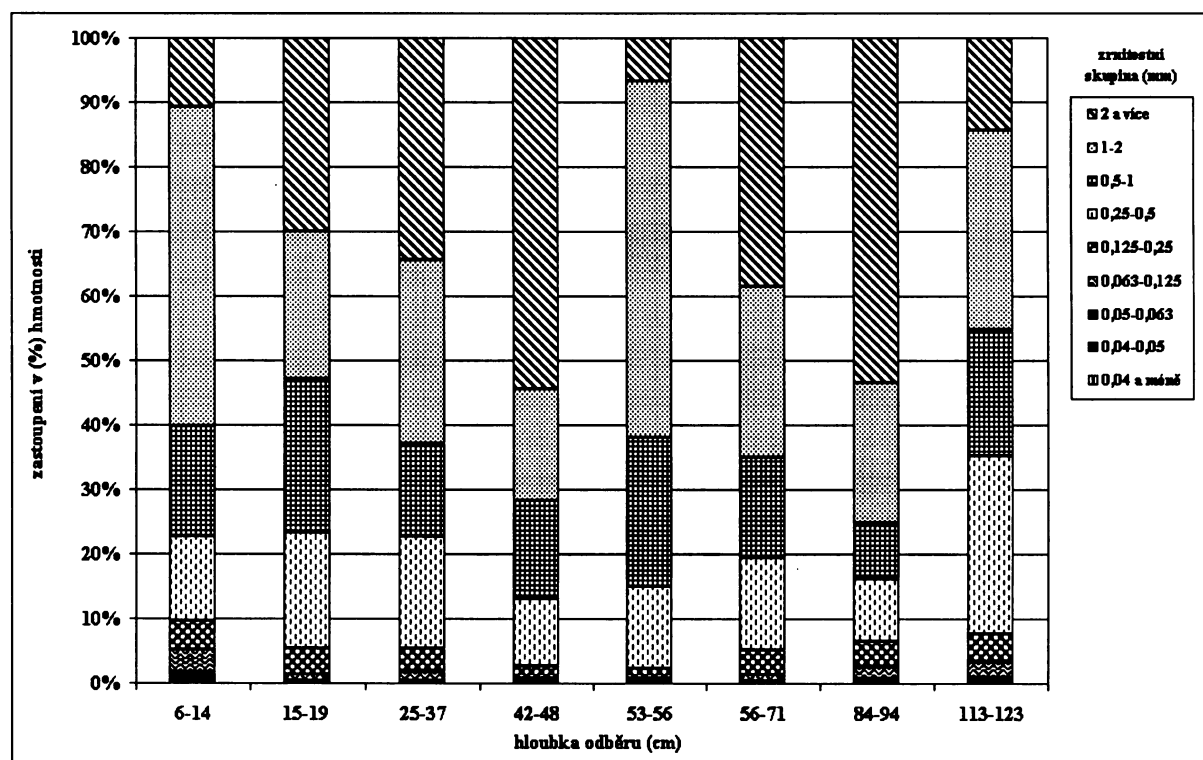
3.3.2. Granulometrie

U osmi vzorků odebraných z profilu vykopaného na dně nivační deprese byly vyhotoveny granulometrické křivky znázorněné v Grafu 11. Zjištěna tak byla četnost jednotlivých frakcí sedimentů (Tab. 15 a Graf 10).

V profilu byly nalezeny dvě vrstvy písčitého sedimentu. V granulometrické křivce se projevují ve vzorku z hloubky 6-14 cm a 53-56 cm. Písčité zrnitostní frakce (2-0,063 mm) v těchto hloubkách činí 87,4 % a 93,2 %. Větší podíl písčité frakce (84,6 %) byl zaznamenán i na bázi profilu v hloubce 113-123 cm. Vytříděnost jednotlivých odebraných vzorků hodnocená na základě koeficientu vytříděnosti podle Folka & Warda (in Bezvodová a kol., 1985) je uvedena v Tab. 16. Ukazuje, že všechny odebrané vzorky vykazují střední až velmi dobrou vytříděnost materiálu. Nejvytříděnější jsou vrstvy s největším podílem písčité frakce v hloubkách 6-14, 53-56 a 113-123 cm (Tab. 15). Pomineme-li uvedené písčité vrstvy, dá se říci, že se vytříděnost směrem do hloubky snižuje. Sledovat to lze na rostoucí hodnotě koeficientu vytříděnosti od hodnoty 0,36 k 0,64.

Tab. 15: Zastoupení jednotlivých frakcí v odebraných částech profilu.

Zrnitostní skupina /mm/	Hloubka odběru /cm/ - zastoupení v (%) hmotnosti							
	6-14	15-19	25-37	42-48	53-56	56-71	84-94	113-123
2 a více	10,783	29,922	34,397	54,327	6,730	38,493	53,462	14,495
1-2	49,478	23,023	28,560	17,358	55,270	26,495	21,715	30,679
0,5-1	17,043	23,876	14,319	15,309	22,955	15,520	8,714	19,695
0,25-0,5	13,043	17,829	17,354	10,234	12,686	14,333	9,609	27,397
0,125-0,25	4,435	4,031	3,580	1,953	1,605	3,726	4,051	4,485
0,063-0,125	3,391	1,008	1,401	0,663	0,658	1,065	1,602	2,340
0,05-0,063	1,217	0,155	0,233	0,072	0,058	0,205	0,424	0,455
0,04-0,05	0,609	0,155	0,156	0,072	0,039	0,123	0,377	0,357
0,04 a méně	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,041	0,047	0,097



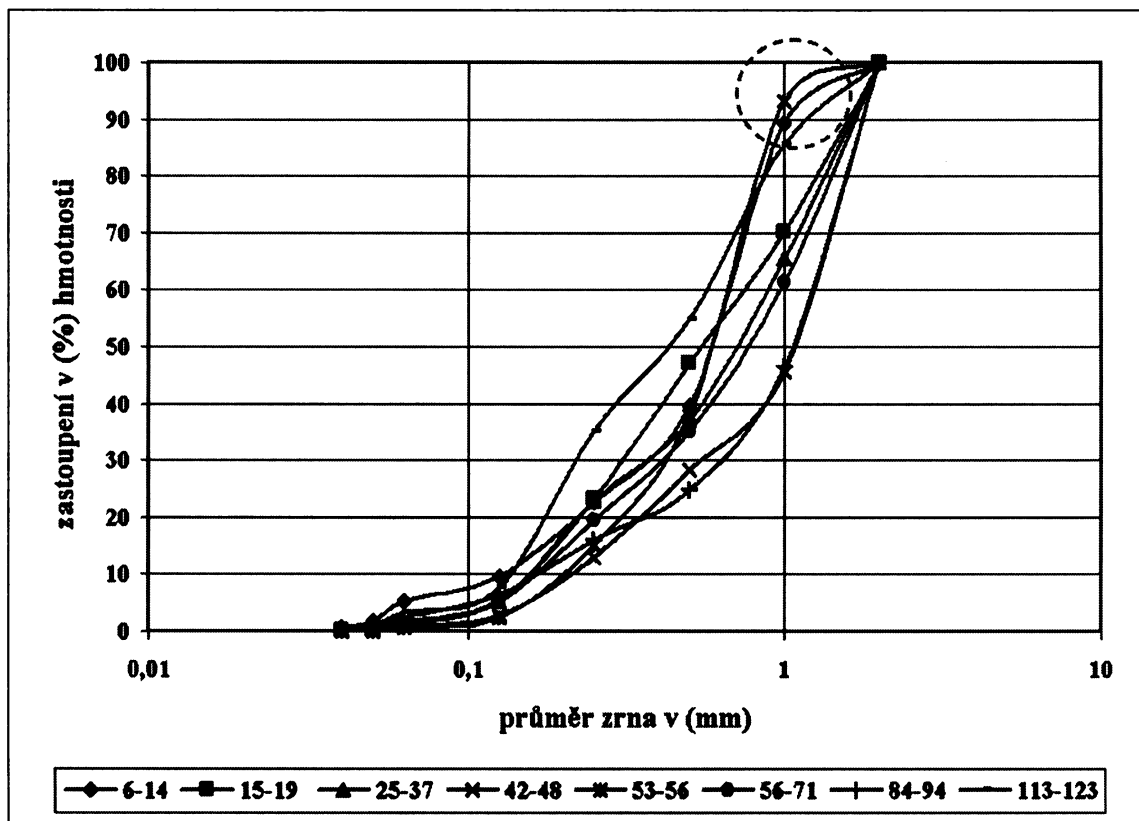
Graf 10: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních kategorií v odebraných vzorcích.

Tab. 16: Koeficient vytrídění odebraných vzorků

hloubka odběru (cm)	koeficient vytrídění	označení vzorku
6-14	0,36	dobře vytríděný
15-19	0,58	středně vytríděný
25-37	0,59	středně vytríděný
42-48	0,62	středně vytríděný
53-56	0,28	velmi dobře vytríděný
56-71	0,60	středně vytríděný
84-94	0,64	středně vytríděný
113-123	0,42	dobře vytríděný

V grafu znázorňujícím všechny granulometrické křivky se tyto tři vytríděnější vzorky v hloubce 6, 53 a 113 cm projevují jako vyklenutí koncového úseku svých granulometrických křivek (viz Graf 11, zakroužkovaná oblast).

Větší stupeň vytríděnosti vypovídá o fluviální genezi sedimentů vyplňujících depresi hrazenou protalem rampart.



Graf 11: Granulometrické křivky pro vzorky z profilu v karové stěně.

4. DISKUZE

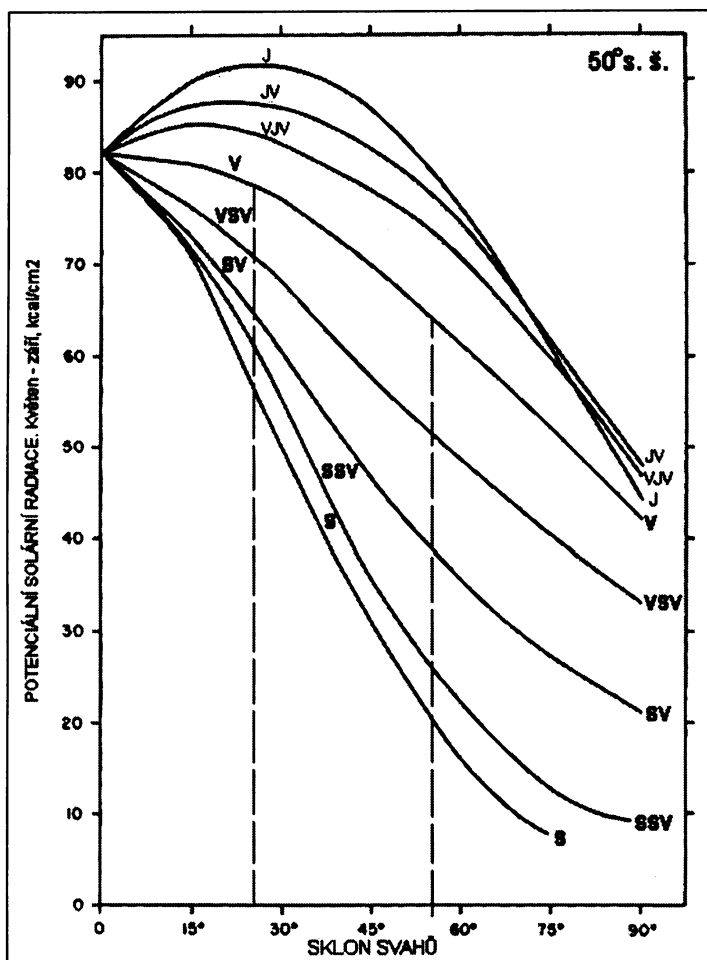
Charakter pleistocénního zalednění v okolí Černého jezera na Šumavě je interpretován na základě analýzy prostorového rozmístění glaciálních forem reliéfu a analýzy morfologie a morfografie zájmového území.

4.1. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VZNIK ZALEDNĚNÍ

Morfometrické a morfografické charakteristiky nemají význam pouze pro charakteristiku a kvalitativní popis reliéfu. Jejich analýza je z glaciologického hlediska důležitá především pro zhodnocení toho, jakou hrály roli při utváření podmínek vhodných pro vznik zalednění. Například Evans (1977) na základě své studie karů uvádí, že lze bilanci ledovce modelovat jako funkci nadmořské výšky povrchu, jeho orientace, sklonu a vypuklosti, dále regionální a lokální topografické pozice a konečně i makroklimatických faktorů.

Severní orientace je výhodná z pohledu menší ablace ledovcové hmoty. Ta je redukována nižší teplotou vzduchu a rostoucím albedem, které jsou ovlivněny menší mírou insolace. Radiace je nejdůležitější složkou v tepelné bilanci většiny ledovců. (Evans, 1977). Na Obr. 28 je vidět potenciální přímá solární radiace na 50° s. š. během letní ablační sezóny na svazích s různou orientací a sklony do 90°. Obecně jsou patrné nižší hodnoty solární radiace u svahů s orientací k S-V. Tyto kategorie orientace svahů pokrývají téměř 82 % karové stěny Černého jezera (viz Graf 7, kap. 3.1.3.). Jasně je pak vidět zřetelný pokles solární radiace s rostoucím sklonem a obecně nižší hodnoty solární radiace na svazích s orientací VSV, SV, SSV a S. Relativní rozdíl (tj. poměr mezi radiací na J svazích a na S svazích) je největší uprostřed zimy, absolutní rozdíl (tj. rozdíl mezi radiací na J a na S svazích) je naopak největší na jaře a na podzim (Evans, 1977). Příkré karové stěny s orientací v S-V kvadrantu vykazují nejnižší hodnoty solární radiace během ablačního (letního) období, které zvyšují albedo a poskytují lepší podmínky pro delší depozici sněhu, vznik ledovce a s tím spojené procesy. Pro akumulaci sněhu a rozvoj zalednění se ukazují být nejvýhodnější severně orientované polohy pod příkrými svahy. Sníh by se však na takto příkrých svazích neudržel a proto se akumuluje při jejich úpatích v zastíněných polohách. Do takto definované části karu Černého jezera (viz kap. 2.2.4. a 3.1.4. Zastínění) spadá i výskyt nivační deprese ohraničené protalem rampart (Obr. 13, kap. 3.1.4. Zastínění). Výskyt těchto tvarů dokládá výhodnost této polohy pro akumulaci sněhu, protože vznik nivační deprese je vázán na výskyt

sněžníků. Ty se udržují na svazích, kde však není sklon dostatečný na to, aby na něm docházelo ke vzniku lavin. Sněž se zde pohybuje sjížděním po bázi či vnitřním krípem. Dokud se nenahromadí dostatečné množství sněhu na to, aby se začal vytvářet ledovec, není erozní účinek těchto akumulací sněhové hmoty nijak významný (Benn & Evans, 1998). Vývoj sněžníku může tedy směřovat ke vzniku ledovce.



Obr. 28: Závislost potenciální solární radiace na orientaci a sklonu svahů, v období od května do září na 50° s. š., za jasného počasí bez oblačnosti. (podle Evans, 1977, upraveno). (Tučným písmem uvedeny převažující orientace svahů v karu Černého jezera, mezi přerušovanými čarami oblast nejčtetnějších sklonů svahů v karové stěně Černého jezera).

Podobně jako v Krkonoších (srov. Šebesta & Tremel, 1976) i na Šumavě měla rozhodující vliv na rozvoj zalednění přítomnost vyživovací oblasti, tzn. deflační plošiny v zázemí karu. Na jejím okraji se akumuloval sněž, který byl větrem svívan do karu. Během pleistocénu byly v mírném pásu převládajícím směrem proudění západní větry (Enquist in Vilborg, 1984; Evans, 1977, Prosová & Sekyra, 1961). Jako vyživovací plošiny jsou tedy

relevantní ty, které leží na západ popř. jihozápad od karu (Obr. 11, kap. 3.1.2.), protože mimo západních větrů v oblasti převažují též větry jihozápadní. Šebesta & Tremel (1976) připouští, že podružný vliv na doplňování sněhové hmoty měly i laviny. Ve studovaném území jako zdrojová oblast sněhových hmot posloužily relikty starších zarovnaných povrchů, které byly později přemodelovány kryogenními procesy. Zarovnaným povrchům ve vrcholových částech Špičáku a Rozvodí se podrobně věnoval Mentlík (2001). Mapoval kryoplány (sklon do 3°) a kryoplanační terasy (sklon 7 - 11°). Vymezil zde celkem 5 zarovnaných povrchů (2 vrcholové, 1 sedlovou, 2 svahové plošiny) o celkové rozloze 10,5 ha. V porovnání s vymezením deflačních plošin na základě mapy sklonitosti v této diplomové práci (rozloha 29,34 ha) je vidět, že analýzou na DMR lze dosáhnout jen určitého stupně přesnosti. Podrobnější je samozřejmě vymezení těchto plošin terénním mapováním.

Housarová & Mentlík (2004) morfometrickou analýzou vybraných glaciálně přemodelovaných oblastí Šumavy a Bavorského lesa došli mimo jiné k závěru, že pro vznik zalednění na Šumavě měla velký význam **morfostrukturní predispozice území**. Konkrétně existence tektonických linií S-J směru. Na ty byly vázány strmé svahy s východní orientací, které, jak je uvedeno výše, poskytují vhodné podmínky pro vznik zalednění. Autoři dále kladou velký význam preglaciálního reliéfu na dnešní podobu glaciálně přemodelovaných oblastí Šumavy. Zjistili, že všechny studované oblasti mají kary zahloubeny v údolním uzávěru. Výjimkou je pouze Prášilské jezero, jehož kar je zahlouben do výrazného svahu (Housarová & Mentlík, 2004). V okolí Černého jezera nebyla zjištěna přítomnost geologicky ověřených zlomů. Na vznik zalednění a výslednou podobu reliéfu studované oblasti tak měla vliv pravděpodobně struktura podloží. **Struktura podloží a litologie** ovlivňují odolnost vůči hlavním procesům eroze dna karu, kterými jsou odlamování (*quarrying*) a obrušování (*abraze*), popřípadě ještě přímá eroze tavnými vodami (Benn & Evans, 1998). Vlastnosti podloží tudíž vykazují silný vliv na umístění a morfologii dna karu. Porušení skalního podloží může být částečně vytvořeno neglaciálními procesy, jež předcházejí zalednění. Preglaciální zvětrávání může vypreparovat odolnější skalní výčnělky a oslabit velmi rozpukané horniny v zasaženém území a připravit tak cestu pro efektivní subglaciální erozi. Mělké pánve jsou obvykle protažené, neboť jsou ovlivněny litologickými změnami nebo puklinovým (zlomovým) systémem a ledovcový led tak vyhlubuje podloží podél poruch, které jsou paralelní s jeho tokem (Benn & Evans, 1998). Naopak při transverzálním průběhu poruch dochází většinou ke vzniku krátkého, ale hlubokého dna karu s utvořeným karovým stupněm a relativně vysokou karovou stěnou. To je i případ karu Černého jezera, v jehož okolí mají svory foliaci SZ-JV směru (místy až S-J) s plochami foliace ukloněnými k SV (Babůrek,

1993). Tedy existuje strukturální predispozice karu. Tento fakt se projevuje na vzhledu karové stěny, která je v jižní polovině tvořena skalní stěnou s povrchem téměř paralelním s plochami foliace. Naopak ve východně orientované části karové stěny plochy foliace svírají s okrajem karu ostrý úhel a projevují se výskytem vysokých skalních žeber a věží (Obr. 18, kap. 3.2.1.1.).

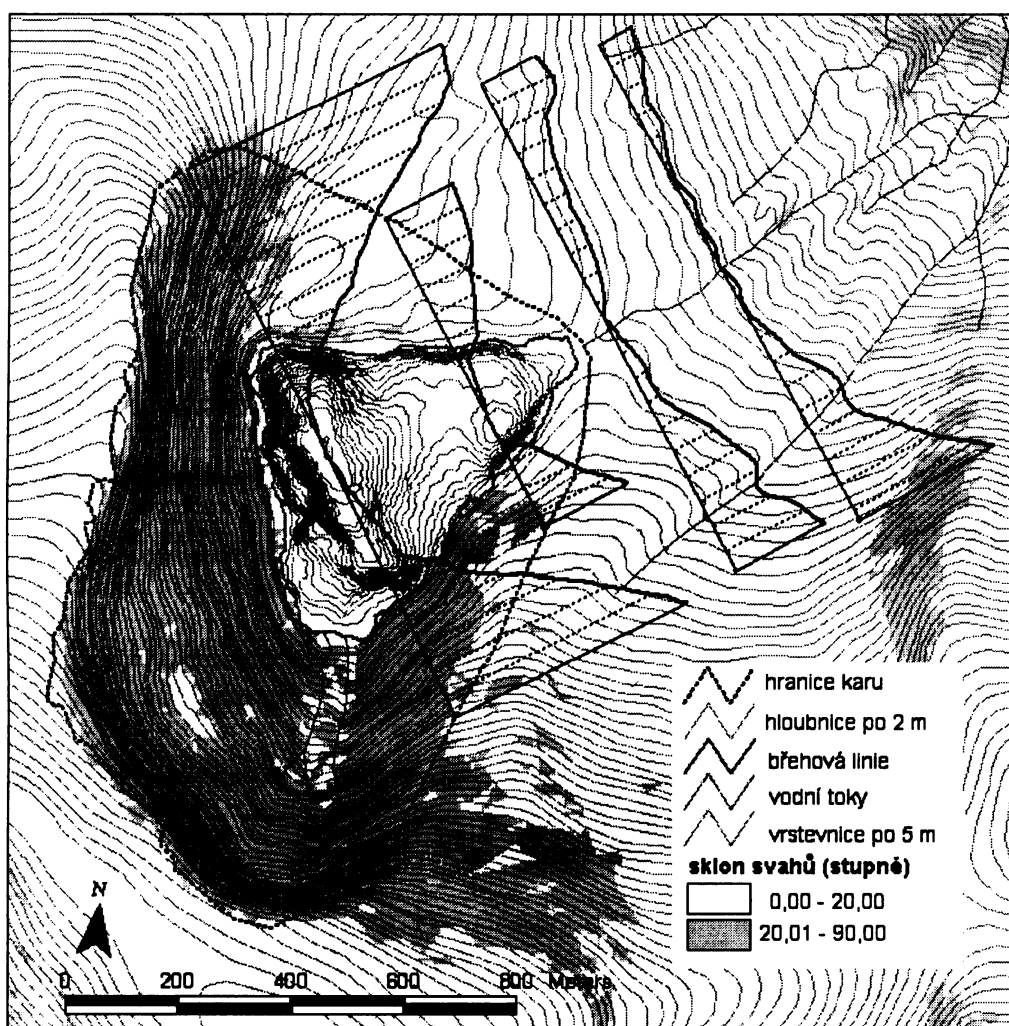
Morfometrická a morfografická analýza studovaného území tedy ukázala, že rozvoj zalednění v okolí Černého jezera pozitivně ovlivnila topografická (preglaciální údolí SV směru, zarovnané povrchy), klimatická (převládající směr větrů) a strukturální predispozice území (směr a sklon foliace).

4.2. PROBLEMATIKA VYMEZENÍ A CHARAKTERISTIK KARU

Během vypracovávání morfometrických charakteristik karu (např. výška, délka, šířka karu) vyvstal problém s jeho přesným vymezením. Celá řada autorů se věnuje srovnávání morfometrie karů v různých částech světa (př. García-Ruiz et al., 2000; Anyia & Welch, 1981; Vilborg, 1977 a 1984; Evans & Cox, 1995), ale samotný způsob vymezení karu není striktně dán. Thomas & Goudie (2000) definují kar jako prohloubeninu otevřenou po svahu dolů a ohraničenou směrem nahoru obloukovitou, příkrou karovou stěnou (*headwall*) a mírně se svažujícím dnem. Tvar podélného profilu karu je tak výsledkem subglaciální eroze na dně karu a v nižší části karové stěny a působení mrazu v horní části stěny, jenž je ovlivněn strukturou podloží, teplotním režimem a tlakovými podmínkami na bázi ledovce (Benn & Evans, 1998). Podobné jsou i další definice (Whittow, 1984; Summerfield, 1991; Huggett, 2003; Martini & Brookfield & Sadura, 2001). Huggett (2003) tvar karu přirovnává k tvaru křesla obklopeného strmou karovou stěnou a strmými bočními stěnami. Dno karu je modelováno ledovcem, který zanechává napříč ústím karu skalní stupeň, jenž bývá překryt morénou. Část karové stěny se utváří v subaerických podmínkách a rozvodí leží nedaleko jejího okraje.

Na základě výzkumu karů v různých částech světa bylo zjištěno, že se sklon v karové stěně v ideálních případech pohybuje nad 35° a na dně karu nepřesahuje 20° (Evans & Cox, 1995; Haynes, 1968), přičemž hranice mezi těmito částmi karu se pohybuje kolem 27° (Evans & Cox, 1995). Haynes (1968) vymezuje ještě úpatí karové stěny (*backwall foot area*), které je přechodem mezi rozpadlou spodní částí stěny pokrytou sutí a ohlazeným dnem. Sklony svahu při úpatí se přibližují maximálním sklonům v karové stěně než sklonům dna karu. Většinou sklony v úpatní části dosahují hodnot 19° až 36° (Haynes, 1968), v případě úpatí karové stěny

Černého jezera převládají sklony 20 - 30°. Horní hranice karu je poměrně jasná, vymezená je ostrou změnou ve sklonu svahu. Poměrně méně jasné je v případě Černého jezera vymezení spodní hranice dna karu. Vycházíme-li z toho, že se tato hranice nachází na prahu karu, tzn. na karovém stupni, a práh karu se někdy vyskytuje až v nejzazší části dna karu (Vilborg, 1984), lze hranici karu umístit na hráz Černého jezera. Evans & Cox (1995) vedou spodní hranici podél karového stupně a protažením po spádnicí ji spojí s horní karovou hranou. Tak byla vymezena i spodní hranice karu ve studovaném území (Obr. 29). Zda se však skutečně karový stupeň Černého jezera (viz. č. 3 na Obr. 15, kap. 3.1.5. Podélné a příčné profilování) nachází v místech dnešní hráze nelze použitými metodami přesně určit. Dno karu je pokryto glaciálními akumulacemi, které zakrývají skalní povrch dna a jejichž mocnost není známa. Tyto akumulace tak stírají původní tvar karu. Srovnání pořadí zastoupení sklonů svahů v jednotlivých kategoriích vychází podle Spearmanova koeficientu ~~vyšší~~ jako nejshodnější právě oblast dna jezera a glaciálního akumulčního segmentu reliéfu. Sklonitostní charakteristiky tudíž nasvědčují podobné morfologii těchto dvou částí reliéfu. Velké množství akumulovaného materiálu, morén se nachází na sever od jezera. Boční větev karové stěny v těchto místech zapadá strmě do plochého reliéfu morén a ne plynule, jako je tomu v případě jižního okraje karu, kde spádnicí bočního okraje karu sestupuje pozvolněji až k hrázi jezera. Kar je otevřen spíše směrem k SSV, oproti tomu výtok z jezera směřuje k SV. Je tedy možné, že je pravý karový stupeň (tzn. skalní stupeň) umístěn pod akumulacemi morén v oblasti mezi dnešní hrází a SSV břehem jezera. Také dno karu, které je v této práci ztotožněno se dnem Černého jezera, mohlo původně zasahovat ještě dále na sever a při agradačních fázích ledovce bylo zaplněno morény. Kar je tak oblastí, kde se střetává glaciální akumulční segment reliéfu se segmentem destrukčním.



Obr. 29: Vymezení karu. Sklony do a nad 20°. Příčné profily vedené jezerní pánví (3 x převýšeny) a oblastí pod jezerem (5x převýšeny).

Pro určení stupně zahloubení a vyvinutosti karu se používá řada různých ukazatelů. V této práci byla vypočítána k-křivka, kterou sestavila Haynes (1968) a ověřila ji na příkladech karů ve Skotsku. Kary s hodnotou k kolem 2 byly převážně hluboce zaklesnuty, měly velmi strmou karovou stěnu a převážná část jejich dna byla vyplněna jezerem. Kary s hodnotou k kolem 1 byly o něco více otevřeny a protilehlá část dna byla mírnější, takže jezero může i nemusí být vytvořeno. Kary s hodnotou 0,5 byly většinou mnohem mírnější a často byly pokryty sutí a vegetací, obvykle měly mírně se svažující dno (Haynes, 1968). Hodnota k pro kar Černého jezera byla stanovena na 0,85 a kar tak spadá na rozhraní dvou Haynes (1968) vymezených kategorií. Srovnáme-li profily A a D (viz Obr. 17), tzn. profil vedený nejstrmější částí karové stěny a profil vedený částí karu s největším výškovým rozdílem, vychází jako přehloubenější profil D s hodnotou k 1,20. Pro severní část profilu A vyšel koeficient k 0,46. Větší přehloubení tak vychází do části karu, která je během roku nejvíce zastíněná a kde byl

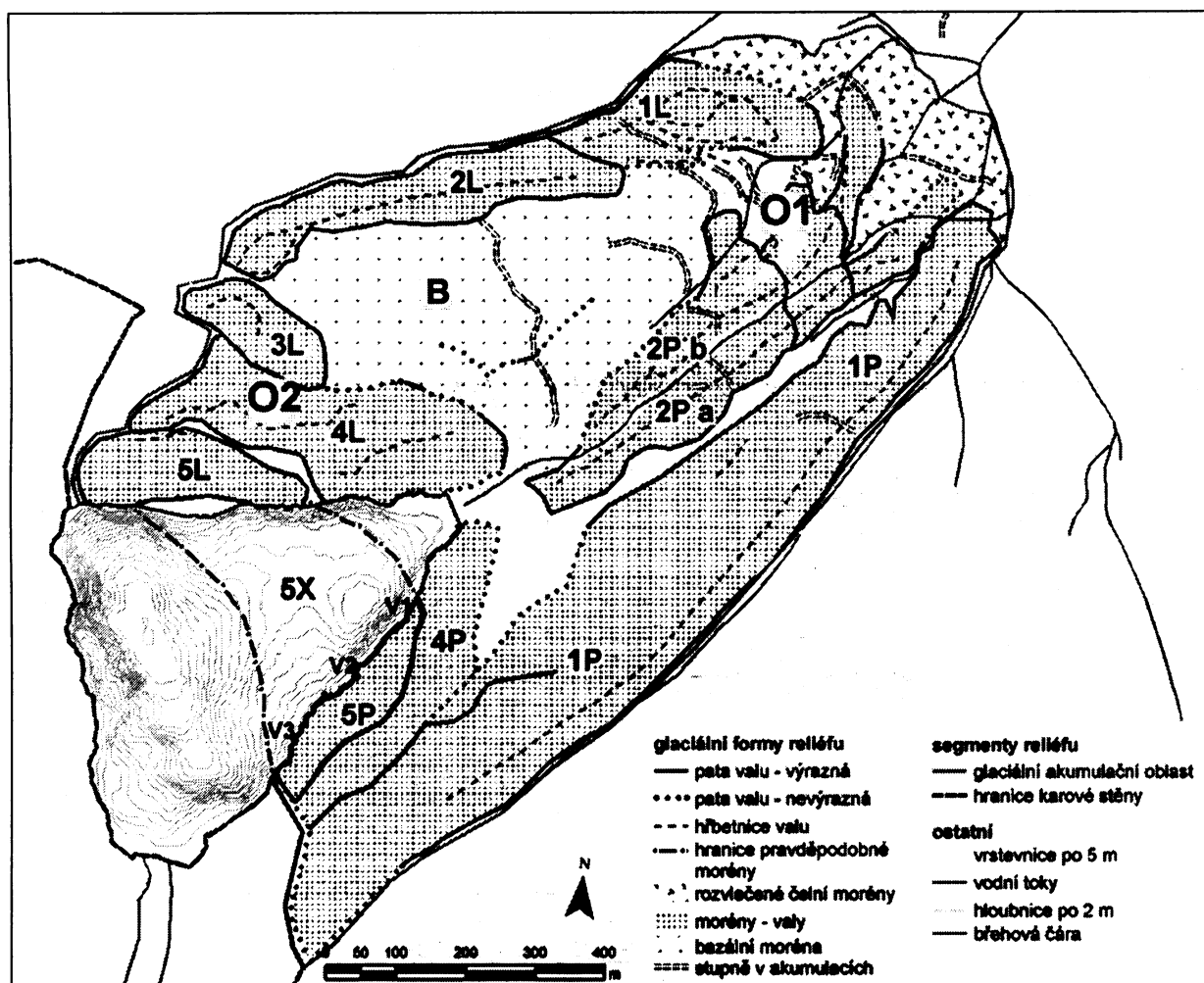
nalezen protalus rampart. Na základě toho lze předpokládat, že tato část karu byla nejdéle vystavena eroznímu působení ledovce.

Modifikovanou metodu k -křivky od Haynes (1968) použil Engel (2003) na určení stupně přehloubení údolních uzávěrů v Krkonoších. Použil vzorce $y = \lambda(1 - x)e^x$, kde λ představuje koeficient charakterizující tvar karu, x je délka konkávní části karu měřená v horizontálním směru, y je rozdíl mezi maximální a minimální nadmořskou výškou karu. Takto získaná hodnota koeficientu pro kar Černého jezera je 0,41, což odpovídá přibližně hodnotě pro Velkou Studniční jámu v Obřím dolé v Krkonoších (0,43) a Velkou Kotelní jámu v údolí Kotelského potoka (0,396).

4.3. HYPOTÉZA VÝVOJE ÚZEMÍ BĚHEM POSLEDNÍHO ZALEDNĚNÍ

Už ze starší literatury existují různé teorie o rozsahu zalednění v okolí Černého jezera. Např. Rathsburg (1928, 1932 in Kunský, 1933) klade spodní hranici zalednění 120 m pod současnou hladinu Černého jezera, což odpovídá zhruba výšce 880 - 890 m n. m.. Rathsburg podporoval myšlenku lokálního zalednění Šumavy formou karových ledovců, které splazem nezasahovaly daleko od karu. Priehäusser (1929, 1930 in Kunský, 1933) určil hranici rozšíření ledovce Černého jezera v 830 m n. m. Na rozdíl od Rathsburga však zastával názor o mnohem rozsáhlejším zalednění pohoří. Treml (1976) považuje za maximální hranici rozšíření ledovce 870 m n. m.. Všechny uvedené hodnoty se od sebe výrazně neodlišují. Na základě terénního mapování provedeného v rámci této práce, byla hranice rozšíření ledovce Černého jezera umístěna zhruba do 850 m n. m., přičemž svým splazem zasahoval maximálně do vzdálenosti 700 m od současného jezera. Moderní výzkumy na obou stranách Šumavy podporují názor menšího rozsahu pleistocénního zalednění (Raab, 1999; Mentlík, 2004 a 2005; Votýpka, 1979). Malý rozsah glaciálních akumulací ve studovaném území tak není v rámci Šumavy výjimkou a dokládá menší rozsah zalednění v této lokalitě.

Co se týká chronologie zalednění, byly ve studovaném území dle dochovaných reliktů levých a pravých morén rozlišeny minimálně čtyři, resp. pět generací morén (Obr. 30).



Obr. 30: Přehled uspořádání akumulčních glaciálních tvarů v zájmovém území. Pravé boční morény (číslo značí příslušnost k jednotlivým generacím morén): 1P, 2P, 4P, 5P; levé boční morény: 1L, 2L, 3L, 4L, 5L; oblast oscilací ledovce: O1, O2; oblast bez výrazných valů (bazální moréna): B; pravděpodobná moréna na dně jezera: 5X.

Odlišení starších a mladších morén bylo provedeno na základě jejich morfologie (stupně zachování a podobnosti tvaru) a pozice. Číslování generací je od nejstarší k nejmladší, přičemž se vychází z počtu levých morén. Číslo v názvu morén značí jejich příslušnost k jednotlivým generacím (Obr. 30).

Nejstarší generace morén (1L, 1P) leží v území 890 - 970 m n. m. a zachoval se z ní konec levé boční morény 1L. Čelo koncové morény tohoto stádia, která hradí údolí Černého potoka, je značně degradovaná fluvialními a svahovými procesy. V severozápadní části (1L) má z distální strany výrazné čelo, které se tyčí až 50 m nad asfaltovou cestou. Těto výšky nemusí dosahovat samotná moréna, je pravděpodobné, že jsou zde glacienní sedimenty rozvlečeny po strukturně podmíněném svahu. Pravá vnější boční moréna 1P dosahuje ze

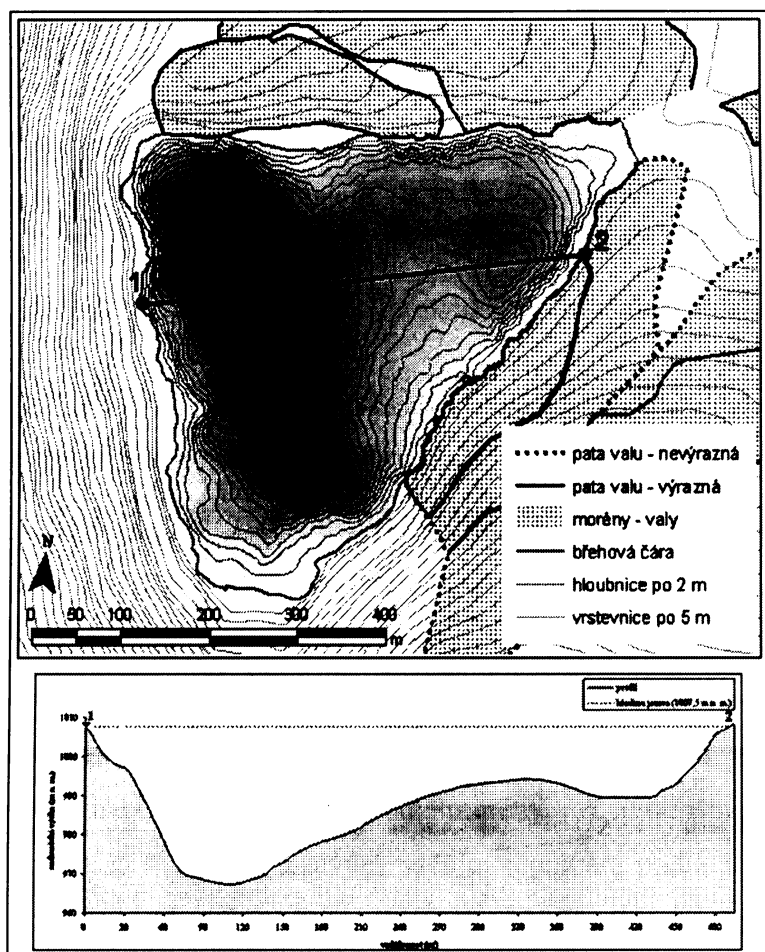
všech identifikovaných morén největších rozměrů (až 200 m šířka) a tudíž lze předpokládat, že akumuluje i největší množství materiálu. Podobný jev popisuje i Engel (2003) v Krkonoších. Velkou mohutnost morén jedné z fází zalednění přičítá tomu, že této fázi předcházelo delší období klidu. Během tohoto období vzniklo intenzivním mrazovým zvětráváním v periglaciálním prostředí velké množství materiálu, který měl ledovce následující fáze zalednění k dispozici pro stavbu morén (Engel, 2003). Lze se tudíž domnívat, že vzniku morén první generace předcházelo delší období bez výrazné změny pohybu ledovce.

Druhá generace morén se nachází nedaleko (50 – 100 m) generace první. Je tvořena valy 2Pa, 2Pb a 2L. Levá moréna této generace je výrazná. Pravá moréna této generace, tj. valy 2Pa a 2Pb, je též dobře zachovaná, pouze v čelní části je výrazně poškozena. Oblast čelních morén generace 1. a 2. generace byla poškozena fluviální erozí tavných vod ledovce a musela být rekonstruována na základě největších sklonů. Mezi bočními valy druhé generace leží zhruba 600 m dlouhé a max. 350 m široké území pokryté bazální morénou (oblast B).

Třetí generace morén (3L) se zachovala pouze na levé straně, na pravé straně nebyl identifikován její ekvivalent.

Čtvrtá generace (4L, 4P) v současnosti hradí Černé jezero. Čela morén třetí, resp. čtvrté generace a morény generace druhé jsou od sebe navzájem vzdáleny cca 450 - 550 m. Lze se tedy domnívat, že po období oscilací zalednění, kdy vznikly morény první a druhé generace, následovalo delší období kontinuálního ústupu zalednění až do oblasti karu, kde došlo k dalším oscilacím, při kterých vznikly morény třetí, čtvrté a páté generace.

U nejmladší páté generace představované morénami 5L a 5P je pravděpodobně část morény (čelo) skryto pod hladinou jezera (Obr. 30, čerchovanou čarou, označena 5X). DMR vytvořený z podrobné batymetrické mapy jezera ukázal, že je dno jezera rozděleno do dvou pánví protáhlou elevací transverzálně procházející jezerem. Na Obr. 31 je elevace vidět na profilu vedeném dnem jezera. Předpoklad, že se jedná o tvar tvořený glaciálními akumulacemi je podpořen charakterem valů 5L a 5P na břehu jezera. Morény se směřují pod hladinu právě v místech, kde v batymetrické mapě elevace nasedá na okraj jezera. Pro teorii, že se jedná o morénu by svědčilo i to, že byly při měření hloubek jezera echolotem při projezdu nad elevací zaznamenány výrazné skoky v signálu (ústní sdělení J. Česák). To by znamenalo výskyt akumulace velkých bloků na dně a právě přítomnost velkých bloků v akumulaci je znakem glaciálních sedimentů.



Obr. 31: Profil přes elevaci na dně Černého jezera. (3 x převýšeno)

Možností také je, že elevace na dně jezera má původ strukturální. Může se jednat o vložku odolnějších hornin, které byly erozí vypreparovány do podoby transverzálního hřbetu. Jak je vidět v geologické mapě (viz. Obr. 2, kap. 1.4.1. Geologické poměry), v širším okolí zájmového území se vyskytuje několik pruhů odolnějších kvarcitů, které mají směr zhruba stejný směr jako elevace na dně jezera, tj. SZ - JV. Definitivně se přiklonit k jedné či druhé teorii lze až po vizuálním zhodnocení popisovaného tvaru. Ponor do těchto míst je plánován na polovinu června 2006.

Na základě rozmístění jednotlivých generací morén je možné zájmové území rozdělit do dvou částí, které odpovídají oscilacím ledovce (Obr. 30). První oscilace nastaly v období maximálního zalednění (Obr. 30, oblast O1). Druhé období oscilací nastalo po plynulém ústupu ledovce do vlastního karu. Tyto oscilace zanechaly po sobě 3. 4. a 5. generaci morén (Obr. 30, O2). Relikty morén nalezených ve studovaném území s největší pravděpodobností vznikly během würmského glaciálu, čemuž napovídá vyšší stupeň zachovalosti valů. Ani jiné

výzkumy v dalších oblastech s glaciální modelací reliéfu na Šumavě (např. Raab, 1999) nenalezly doklady o starším než würmském zalednění.

Z výsledků Schmidt hammer testu se jeví jako nejstarší moréna 1P ($R = 29,8$), pak následuje moréna K ($R = 30,12$), moréna B ($R = 31,02$), moréna 2Pa ($R = 31,39$) a jako nejmladší moréna 2Pb ($32,61$). Znamená to, že stáří vzrůstá směrem od středu k okraji glaciálního akumulčního segmentu reliéfu. Problémem je, že se průměrné hodnoty R pro jednotlivé morény velmi málo liší. Mezi nejnížší a nejvyšší hodnotou je rozdíl pouhých necelých 3 bodů a to je málo na to, aby se z nich dala určit relevantní časová posloupnost. Šetření není statisticky průkazné také vzhledem k typu horniny (svory s různým stupněm metamorfózy) (Tab. 13).

Co se týká glaciálních akumulací ve studovaném území, nabízí se ještě několik dalších otázek k diskuzi. Především je to problematika dvou valů paralelních s průběhem Černého potoka pod hrází jezera (2Pa a 2Pb). Do jaké míry byl tvar a směr toku ovlivněn antropogenními úpravami? Náleží oba valy k jedné moréně, která byla vodním tokem sekundárně profíznuta, nebo jde o dvě samostatné morény, jak je odlišuje Trembl (1976). Ten je také řadí každou zvlášť k pravým a levým bočním morénám podle pozice vůči Černému potoku. Tímto se nabízí další otázka a to: kudy se pohyboval splaz ledovce a tudíž jaké morény lze považovat za levé a jaké za pravé? Vezmeme-li v úvahu, že morénové valy značí laterální či frontální rozšíření postupu ledovce (Hubbart & Glasser, 2005), mělo by území mezi těmito valy odpovídat místu postupu či ústupu ledovce. Ve studovaném území se mezi levou vnější morénou, která tvoří SZ hranici glaciálního akumulčního segmentu reliéfu, a valy podél Černého potoka nachází území s relativně plochým reliéfem bez výrazných valů pouze s menšími elevacemi, prohlubněmi a stupni (oblast B). Toto území tak pravděpodobně představuje místo, kde se nacházel ledovcový splaz. Podle charakteru tohoto území je možné, že se jedná o tzv. *hummocky moraine*, která je zdánlivě chaotickým uspořádáním nepravidelných pahorků (*hummock*) a prohlubní (Hubbart & Glasser 2005). Tento typ morény je utvářen pomalým táním stagnujícího, sutí pokrytého ledu. Ukládá se na okraji ustupujícího ledovce nebo vzniká uvolněním materiálu z proglaciální nebo englaciálních akumulací. Znamená to, že by tato část reliéfu mohla být územím, kudy ustupoval splaz ledovce a kudy odtékaly jeho tavné vody. Z toho lze odvodit pohyb ledovce, který se při deglaciaci ustupoval nejdříve k JZ a později a po druhé fázi oscilací, kdy se vrátil do prostoru karu, změnil směr pohybu na severojižní.

Původ akumulací v oblasti mezi pravými a levými bočními morénami může osvětlit jejich podrobná sedimentologická analýza.

Poslední fázi zalednění před konečnou deglaciací v současnosti reprezentuje nivační deprese ohraničená valem v jižní části karové stěny. Nachází se v místech s nejpříhodnějšími podmínkami pro akumulaci sněhu a jeho setrvání v rámci karu (viz kap. 4.1.). Z půdního profilu na dně sníženiny lze pozorovat nejdříve sedimentaci hrubého skeletu s písčitou složkou (113-123 cm) na blokové akumulaci na bázi, která odpovídá nejstarší fázi vývoje nivační sníženiny po odlednění. Nad touto vrstvou je vyvinut půdní profil, který je ve spodní polovině (56 - 113 cm) tvořen hnědočernou hlínou. Svrchní polovina profilu je pak oproti spodní části více obohacena o organickou složku. Období sedimentačního klidu bylo narušeno dvěma událostmi fluviaální akumulace, které po sobě zanechaly dvě písčité vrstvy v hloubkách 15 - 19 cm a 37 - 53 cm. V této nivační depresi se pravděpodobně nacházel sněžník, na jehož čele se vytvořil uvedený val, označovaný protalus rampart. Whalley & Azizi (2003) uvádí, že na základě této návaznosti na glaciální podmínky lze umístit protalus rampart spíše do sféry glaciální než periglaciální. Existují však názory, že se jedná o iniciální skalní ledovce původem v permafrostu (Barch in Whalley & Azizi, 2003). Místo v karu Černého jezera, kde se nachází nivační deprese bylo s největší pravděpodobností místem, kde začalo i skončilo období zalednění.

Dokladem výrazné remodelace karové stěny během holocénu jsou formy reliéfu vzniklé gravitačními procesy (skalní řícení, mura), fluviaálními procesy (erozní rýhy). Výrazná erozní rýha ve východně orientované části karové stěny vykazuje podobné morfologické charakteristiky jako mura v jižní části karu. Je tedy možné, že se jedná o muru přemodelovanou fluviaální činností vody stékající karem.

4.4. NADMOŘSKÁ VÝŠKA SNĚŽNÉ ČÁRY

Prostorové uspořádání morén a erozní části reliéfu s glaciální modelací bylo v zájmovém území využito k rekonstrukci pleistocénní sněžné čáry (viz. kap. 2.4.1.), kterou lze podle mnohých současných studií považovat za synonymum k *equilibrium line* (Porter, 2000). Je však třeba si uvědomit, že pro určení charakteru zalednění celé Šumavy během posledního období pleistocénu je nutné propojit poznatky z co největšího počtu lokalit s glaciální modelací v tomto pohoří. I přesto může vypočtená ELA pro okolí Černého jezera přispět k hrubé představě o zalednění zájmové lokality. Nadmořská výška sněžné čáry se může měnit v závislosti na orientaci svahů vůči světovým stranám a převládajícímu vzdušnému proudění. Východní orientace a převládající západní proudění snižují přímou solární radiaci, zvyšují albedo, pozitivně ovlivňují akumulaci sněhu v závětrných východních polohách a tím i

celkovou bilanci ledovce (Evans, 1977). Ve výsledku pak lokálně snižují nadmořskou výšku sněžné čáry v karu Černého jezera. Odlišuje se tak od polohy sněžné čáry ve vrcholových částech pohoří mimo kary a na svazích s méně výhodnou orientací. Pakliže vychází ELA pro studované území v rozmezí 992 - 1115 m n. m. (v závislosti na použité metodě), neznamená to, že v těchto nadmořských výškách ležela sněžná čára i v jakémkoli jiném místě Šumavy. Pro ledovec Malého Javorského jezera vyšla pomocí metody MELM ELA mezi 1050 a 925 m n. m. (Raab & Völkel, 2003).

Otázkou také je, do jaké míry je dnešní reliéf v okolí Černého jezera poznamenán holocénními erozními procesy a antropogenními úpravami, které poznamenaly morfologii morén a zneřesnily tak odhady ELA. V případě použití Höfrový metody by bylo jistě přesnější zařadit do výpočtů místo průměrné nadmořské výšky hrany karu průměrnou nadmořskou výšku nejzazšího výskytu ledovce v karové stěně.

5. ZÁVĚR

Všechny cíle stanovené v úvodu této práce byly splněny. V následujícím textu jsou v bodech shrnuty hlavní závěry vyplývající z výzkumu okolí Černého jezera na Šumavě, který byl zaměřen na tvary reliéfu související s glaciální modelací a vývoj území během posledního zalednění.

- 1) Morfometrická a morfografická analýza studovaného území prokázala, že největší roli při utváření podmínek vhodných pro vznik zalednění hrály následující faktory:
 - existence preglaciálního údolního uzávěru s převládající S až V orientací svahů
 - existence plošinného reliéfu předpleistocenních zarovnaných povrchů ve vrcholových částech na okraji zájmového území
 - výhodná poloha těchto zarovnaných povrchů vůči převládajícímu vzdušnému proudění a tím plnění funkce deflačních plošin pro oblast karu Černého jezera
 - strukturní predispozice území, tj. směr a sklon foliace
- 2) Území bylo rozděleno na destrukční a akumulární segment z pohledu glaciální modelace.
- 3) Pro glaciálně modelovanou část reliéfu ve studovaném území je charakteristický:
 - zvýšený podíl (téměř 92 % karové stěny) svahů ve sklonitostních kategoriích nad 20° a výskyt extrémně sklonitých svahů nad 55° (5,4 % karové stěny) v destrukčním segmentu reliéfu
 - dominance sklonů svahů v kategorii 7 - 12° (50,7 %) v akumulárním segmentu reliéfu
 - dominance chladné orientace svahů k severu, severovýchodu a východu (76,6 %)
- 4) Sklony 25 - 30° jsou ve studovaném území dále vázány na strukturní svahy hřbetů ohraničujících povodí Černého potoka.
- 5) Glaciální destrukční segment vznikl erozní činností ledovce a je soustředěn do oblasti karu Černého jezera. Tvořen je karovou stěnou a převážnou částí dna karu.
- 6) Místem nejvhodnějším pro vznik ledovce byla jižní část karu, která má SZ, S, SV orientaci. Toto místo poskytovalo největší potenciál z pohledu akumulace sněhových hmot z výše ležící deflační plošiny a nejnižší množství solární radiace díky zastínění vysokou skalní stěnou. Dokladem intenzivnějších procesů spjatých s akumulací sněhu v těchto místech je výskyt nivační deprese ohraničené nivačním valem (protalem rampart) v cca 1100 m n. m. v severně orientované části karu. Dokladem

nejintenzivnějšího erozního působení ledovce v jižní části karu je pro něj vypočítaná vyšší hodnota koeficientu k (1,20) vycházejícího z tzv. k -křivky, která slouží k hodnocení stupně přemodelování reliéfu karu.

- 9) V karové stěně byly nalezeny doklady intenzivních recentních fluviálních (erozní rýhy, akumulární kužely) a gravitačních procesů (mura, velké skalní bloky).
- 10) Glaciální akumulací segment byl vymezen na základě výskytu glacigenních akumulací (nevytříděný materiál, přítomnost velkých bloků). Převážně se rozkládá na dně údolí Černého potoka. Glaciální akumulace se v zájmovém území vyskytují ve třech morfologicky odlišných formách a to buď jako valy, stupně nebo ploché nízké akumulace. Zasahují od 1115 m n. m. (v případě levých morén od 1040 - 1035 m n. m.) do 850 m n. m. a do vzdálenosti 930 m od jezera. Celkem byly odlišeny 4 generace pravých morén a 5 generací levých morén. Oblast nejstarších koncových morén 1. a 2. generace je silně degradována fluviálními procesy. Pravé morény 2. generace mají charakter dvou valů probíhajících paralelně s tokem Černého potoka. Čelní moréna 4. generace hradící jezero je poznamenána antropogenními zásahy. Pravé morény 1., 4. a 5. generace ležící na příkrém svahu nad Černým jezerem mají charakter stupňů.
- 11) Na dně Černého jezera se podle podrobné batymetrické mapy nachází podélná elevace rozdělující dno jezera do dvou pánví. Pravděpodobně se jedná o zatopenou čelní část morén 5. generace, čemuž odpovídá průběh a návaznost morén na březích jezera. Druhou možností, jak vysvětlit tvar této části dna Černého jezera, je vazba na pruh odolnějších hornin. Tedy pak by se jednalo o strukturálně podmíněnou formu.
- 12) Na základě prostorového rozmístění glaciálních akumulací lze konstatovat, že zalednění v okolí Černého jezera mělo charakter karového ledovce se splazem o max. délce zhruba 700 m. V prvním období oscilací ledovec vytvořil morény nejstarší fáze zalednění náležející k 1. a 2. generaci. Poté následovalo období kontinuálního ústupu zalednění do oblasti karu. Prostor kudy se ledovec pohyboval a kudy odtékaly jeho tavné vody se nachází mezi bočními morénami 2. generace a má charakter převážně plochého reliéfu s nevýraznými tvary a řadou stupňů. Během druhého období oscilací, kdy ledovec téměř nezasahoval mimo kar, vytvořil morény 3., 4. a 5. generace. Všechny pozůstatky zalednění pravděpodobně vznikly v období würmského glaciálu.
- 13) Závěrečná pozice ledovce při deglaciaci byla v oblasti nivační deprese hrazené protalem rampart nalezených v jižní části karu. Na dně nivační deprese v nejstarší

fázi jejího vývoje docházelo k sedimentaci hrubého skeletu s hlinitopísčitou výplní. Pak následovalo období sedimentačního klidu a tvorby půdních horizontů, které bylo přerušeno několika událostmi fluviální sedimentace.

- 14) Pomocí tří metod byla určena sněžná čára (ELA) pro ledovec Černého jezera. Metodou *cirque-floor-altitude* byla určena na 992 m n. m. Podle metody MELM ležela v 1082 m n. m. Podle metody THAR pro pravé morény ležela mezi 1115 - 1030 m n. m. a pro levé morény mezi 1035 - 1030 m n.m..
- 15) Na blocích v morénách ve spodní části glaciálního akumulčního segmentu reliéfu byl proveden Schmidt hammer test. Ukázalo se, že výsledky tohoto testu nejsou signifikantní vzhledem k nevhodnému typu horniny (granátický dvojslídny svor s vysokým podílem vložek odolnějších hornin).
- 16) Budoucí výzkumy by měly osvětlit genezi formy procházející dnem jezerní pánve, určit přesný směr pohybu ledovce a rozlišit stáří jednotlivých generací morén. K tomu by měly být použity některé terénní a laboratorní metody výzkumu sloužící k popisu a analýze glacienních sedimentů, např. texturní a strukturní analýza, analýza povrchu křemenných zrn, absolutní a relativní metody datování.

6. SEZNAM LITERATURY

- ANYIA, M. - WELCH, R. 1981. Morphometric analysis of Antarctic cirques from photogrammetric measurements. *Geografiska Annaler*. Serie A, Physical geography. 1981, vol. 63, No. 1 - 2, s. 41-54.
- BABŮREK, J. 1993. *Polymetamorfni vývoj jednotky Královského hvozdu*. Praha: ČGÚ, 1993, 34 s.
- BALATKA, B. 2003. *Podrobné regionální členění reliéfu ČR*. Základní mapa 1:100 000 list 21-4 Nýrsko. Praha: Katedra fyzické geografie a geoekologie PFF UK, 2003. Nепublikováno
- BENN, D. I. - EVANS, D. J. A. 1998. *Glaciers & Glaciation*. 1st edition. London: Arnold, 1998, 734 s. ISBN 0-340-58431-9
- BEZVODOVÁ, B. A KOL. 1985. *Metody kvartérně geologického a geomorfologického výzkumu*. 1. vydání. Praha: SPN, 1985, 207. s.
- BOLDIŠ, P. *Bibliografické citace dokumentů podle ČSN ISO 690 a ČSN ISO 690-2: Část 1 - Citace: metodika a obecná pravidla*. [online] Verze 3.3. 2004. [citováno 2006-03-14] Dostupné na WWW: <http://www.boldis.cz/citace/citace1.pdf>
- BRATKOVÁ, E. *Bibliografické odkazy pro seznamy a citace*. Oficiální výukové stránky Ústavu informačních studií a knihovnictví FF UK. [online] [citováno 2006-03-14] Dostupné na WWW: <http://www.cuni.cz/~brt/bibref/bibref.html>
- BŘÍZOVÁ, E. 1999. Sedimenty ledovcových jezer Šumavy a Krkonoš (pylová analýza). In: KUKAL, Z. (ed.). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1998*. Praha: ČGÚ, 1999, s. 128 - 129.
- CALKIN, P. E. 1995. Global Glacial Chronologies and Causes of Glaciation. In: MENZIES, J. (ed.). *Modern glacial environments: Processes, dynamics, sediments*. 1st edition. Oxford: Butterworth-Heineman, 1995, s. 9-76. ISBN 0 7506 2351 9
- CLARK, R. - WILSON, P. 2004. A rock avalanche deposit in Burtness Comb, Lake District, northwest England. *Geological Journal*. Wiley, 2004, 39, s. 419-430.
- ČEŘOVSKÝ, J. A KOL. 1999. *Červená kniha ohrožených a vzácných druhů rostlin a živočichů České republiky a Slovenské republiky*. Bratislava: Příroda a. s., 1999, Vol. 5, Vyšší rostliny, 456 s.
- DAVIS, P. T. 1999. Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and surrounding alpine areas in the Northeastern United States. [online]. *Géographie physique et Quaternaire*, 1999, vol. 53, n° 1. [citováno 2006-04-07]. Dostupné na WWW: <http://www.erudit.org/revue/gpq/1999/v53/n1/004784ar.html>

- DEMEK, J. 1998. K otázce výskytu pleistocénních ledovců s chladnou bází v České vysočině. *Geografický časopis*. Bratislava: Geograf. ústav SAV, 1998, 50, sv. 3-4, s. 211 – 219. ISSN 1335-1257
- DEMEK, J. 1988. *Obecná geomorfologie*. 1. vydání. Praha: Academia, 1988. 480 s.
- DEMEK, J. A KOL. 1987. *Zeměpisný lexikon ČSR*. Hory a nížiny. 1. vydání. Praha: Academia, 1987, 584 s.
- DEMEK, J. (ED.). 1972. *Manual of detailed geomorphological mapping*. Praha: Academia, 1972, 344 s.
- DEMEK, J. 1969. Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development. *Rozpravy ČSAV*. Řada matematických a přírodních věd. Praha: Academia, 1969, 79, Sešit 4, 89 s.
- DUPHORN K. 1968. *Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? Eiszeitalter und Gegenwart*. 1968, 19, s. 164-174.
- ENGEL, Z. - KRÍŽEK, M. - TREML, V. 2005. *Zákonitosti a dynamika prostorového rozšíření periglaciálních jevů v alpinském bezlesí Vysokých Sudet*. Zpráva o průběhu prací na grantovém projektu GAAV B3111302. 2005, 3 s. [deponováno: GAAV ČR]
- ENGEL, Z. 2003. *Vývoj pleistocénního zalednění české části Krkonoš*. Kandidátská disertační práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie, PřF UK v Praze. Praha: 2003, 168 s. [nepublikováno]
- EVANS, I. S. - COX, N. J. 1995. The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, Juni 1995, 39, 2, s. 175-202.
- EVANS, I. S. 1977. World-Wide Variations in the Direction and Concentration of Cirque and Glacier Aspects. *Geografiska Annaler, Serie A, Physical Geography*. 1977, Vol. 59, No. 3/4 (1977), s. 151-175.
- GARCÍA-RUIZ, J. M. ET AL. 2000. Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler, Serie A, Physical Geography*. 2000, Vol. 82, No. 4, s. 433-442.
- HARTVICH, F. 2005. Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia. *Miscellanea geographica*. Contributions from geomorphological seminary Šumava '05. Plzeň: KGE ZČU, 2005, 11, s. 13-30.
- HAUNER, U. 1980. Untersuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen. *Regensburger*
-

- Geographische Schriften*. Regensburg: Selbstverlag, Universität Regensburg, 1980, Heft 14, 198 s.
- HAYNES, V. M. 1968. The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler*, Serie A, Physical Geography. 1968, Vol. 50, No. 4, s. 221-234.
- HOLUBEC, J. 1990. *Struktura Českého masivu*. Praha: ÚÚG, 216 s.
- HOUSAROVÁ, M. - MENTLÍK, P. 2004. Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. *Miscellanea Geographica*. Plzeň: KGE ZČU, 2004, 10, s. 129-144.
- HÖVERMANN J. 1987. *Neues zur Harzvergletscherung. Eiszeitalter und Gegenwart*. 1987, 37, s. 99-107.
- HUBBART^y, B. - GLASSER, N. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Chichester: Wiley, 2005, 400 s. ISBN-13 978-0-470-84426-7
- HUGGETT, R. J. 2003. *Foundamentals of geomorphology*. 1st edition. London: Routledge, 2003, 386 s. ISBN 0-415-24145-0
- HYDROLOGICKÝ ÚSEK ČHMÚ. *Hlásná a předpovědní povodňová služba*. [online] [cit. 2004-05-05] Dostupné na WWW: <http://hydro.chmi.cz/inetps/main.php>
- CHÁBERA, S. A KOL. 1987. *Příroda na Šumavě*. 1. vydání. Jihočeské nakladatelství, 1987, 181 s.
- CHÁBERA, S. 1975. Přehled vývoje názorů na otázku zalednění Šumavy. *Šumava*. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 1975, č. 5. S. 5 – 7.
- JANSKÝ, B. A KOL. 2005. Nová batymetrická mapování glaciálních jezer na české straně Šumavy. *Geografie - Sborník ČGS*. Praha: ČGS, r. 110 (2005), č. 3, s. 176-187.
- JENÍK, J. 1961. *Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: teorie anemo-orografických systémů*. 1. vydání. Praha: ČSAV, 1961, 409 s.
- JIROUŠEK, Z. 1966. *Závěrečná zpráva o geologickém posouzení Černého jezera*. Inženýrsko-geologický a hydrogeologický průzkum n. p. Žilina. České Budějovice, 1966, 5 s. [deponováno v Geofondu ČR]
- KALVODA, J. 1974. Geomorfologie hřebenové části Vysokých Tater. *Rozpravy ČSAV*. Řada matematických a přírodních věd. Praha: Academia, 1974, roč. 84, sešit 6, 65 s.
- KATZ, O. – RECES^H, Z. – ROEGIERS, J.-C. 2000. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. Elsevier, 2000, 37, s. 723-728.
-

- KOČÁREK, E. ST. 2003. Geologie a petrologie Šumavy. In: ANDĚRA, M. – ZAVŘEL, P. A KOL. *Šumava – příroda – historie – život*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset, 2003, s. 123 – 130.
- KODYM, O. ML. A KOL. 1961. *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXVI Strakonice*. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický v nakladatelství ČSAV, 1961, 149 s.
- KOLEKTIV AUTORŮ. 1998. *Hydrologická ročenka České Republiky 1998*. 1. vydání. Praha: ČHMÚ, 1999, 148. s. ISBN 80-85813-67-X
- KOLEKTIV AUTORŮ. 1967. *Hydrologické poměry ČSSR*. Díl II. Praha: HMÚ, 1967.
- KOPECKÝ, A. 1983. Neotektonický vývoj a stavba šumavské horské soustavy. *Sborník geologických věd*. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický v Akademii, 1983, Antropozoikum, 15, s 71-159.
- KOTARBA, A. – BAUMGART-KOTARBA, M. 1999. Probleme of glaciation of the High Tatra Mountains – JOSEPH PARTSCH synthesis in the light of current knowledge. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, Februar 1999, Suppl.-Bd. 113, s. 19-31.
- KUCHAŘ, K. 1947. Mapy šumavských jezer podle měření prof. V. Švambery. *Kartografický přehled*. Praha: 1947, 2, s. 41-42, 120-122.
- KUCHAŘ, K. 1939. Příspěvky k výzkumu šumavských jezer. *Sborník ČSZ*. Praha: ČSZ, 1939, 45, s. 87-90.
- KUNSKÝ, J. 1974. *Československo fyzicky zeměpisně*. 1. vydání. Praha: SPN, 1974, 251 s.
- KUNSKÝ, J. 1933. Zalednění Šumavy a šumavská jezera. *Zvláštní otisk ze Sborníku Československé společnosti zeměpisné*. Praha: Čsl. spol. zeměpisná, 1933, roč. 39, č. 1. - 4, s. 3-16.
- LESER, H. - METZ, B. 1988. Vergletscherungen im Hochschwarzwald. *Berliner Geographische Abhandlungen*. Berlin: 1988, 47, s. 155-175.
- LOŽEK, V. 1973. *Příroda ve čtvrtohorách*. 1. vydání. Academia: Praha, 1973, 372 s.
- MARTINI, I. P. - BROOKFIELD, M. E. - SADURA, S. 2001. *Principles of Glacial Geomorphology and Geology*. Upper Saddle River: Prentice-Hall, 2001, 381 s. ISBN 0-13-526518-5
- MARŠÁKOVÁ – NĚMEJCOVÁ, M. – MIHÁLIK, Š. A KOL. 1977. *Národní parky, rezervace a jiná chráněná území přírody v Československu*. 1. vydání. Praha: Academia, 1977, 476 s.
-

- MENTLÍK, P. 2005. The preliminary results of research of accumulation glacial forms in the Surroundings of Laka „lake“. *Miscellanea Geographica*. Plzeň: KGE ZČU 2005, 11, s. 37-46.
- MENTLÍK, P. 2004a. Stav geomorfologických výzkumů v okolí Prášílského jezera a jeho další perspektivy. *Miscellanea Geographica*. Plzeň: KGE ZČU, 2004, 10, s. 145-159.
- MENTLÍK, P. 2004b. Příspěvek k poznání recentních geomorfologických procesů v okolí Prášílského jezera. *Silva Gabreta*. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 2004, 10, s. 9-30.
- MENTLÍK, P. 2003. Mapování glaciálních forem georeliéfu v okolí Prášílského jezera na Šumavě. In MENTLÍK, P. (ED.). *Geomorfologický sborník 2*. ZČU v Plzni: 2003, 2, s. 155-164.
- MENTLÍK, P. 2002. Příspěvek ke geomorfologii okolí Prášílského jezera (povodí Jezerního potoka). *Silva Gabreta*. 1. vydání. Vimperk : Správa NP Šumava, 2002, vol. 8, s. 19–42.
- MENTLÍK, P. 2001. Zarovnané povrchy ve vrcholových partiích Špičáku a Rozvodí (Královský hvozd). *Silva Gabreta*. 1. vydání. Vimperk: Správa NP Šumava, 2001, vol. 8, s. 7-18.
- MENZIES, J. ED. 1995. *Modern glacial environments: Processes, dynamics, sediments*. 1st edition. Oxford: Butterworth-Heineman, 1995, 621 s. ISBN 0 7506 2351 9
- MERCIER, J. - L. - KALVODA, J. - BOURLÈS, D. L. 1999. Utilisation du ¹⁰Be produit pour dater la dernière séquence glaciaire dans les monts du centre de l'Europe. *Acta Universitatis Carolinae - Geographica*. Praha: Karolinum, 1999, vol. 34, no. 2, s. 133-138.
- MERCIER, J. L. ET AL. 1999. Deglaciation of the Vosges dated using ¹⁰Be. *Acta Universitatis Carolinae - Geographica*. Praha: Karolinum, 1999, vol. 34, no. 2, s. 139 - 155.
- METZ, B. 1997. Glaziale Formen und Formungsprozesse im Schwarzwald. IN MÄCKEL, R. - METZ, B. (eds.): *Schwarzwald und Oberrheintal: Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau*. *Freiburger Geographische Hefte*. Freiburg, 1997, 36, s. 51-74.
- PELÍŠEK, J. 1983. Půdní poměry lesů chráněné krajinné oblasti Šumava. *Sborník Jihočeského muzea v Českých Budějovicích*. 1. vydání. České Budějovice: Jihočeské muzeum, 1983, Přírodní vědy, 23, s. 25-34.
- PELÍŠEK, J. 1978. Glaciální reliktů v oblasti Prášílského jezera na Šumavě. *Sborník ČSZ*. Praha: Academia, 1978, roč. 83, 1, s. 59. ISSN 0036-5254
-

- PFÄFFL, F. 1998a. Glacialmorphologische Untersuchungen am Rachel-Nordkar und am Grossen Arbersee im Bayerischen Wald. *Geologische Blätter NO-Bayern*. Universität Erlangen, 1998, 38/1-2, s. 7-26.
- PFÄFFL, F. 1998b. Zur Glazialmorphologie des Hohen Vorderen Bayerischen Waldes. *Silva Gabreta*. 1. vydání. Vimperk: Správa CHKO a NP Šumava, 1998, 2, s. 369-375. ISSN 1211-7420
- PORTER, S. C. 2001. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. Elsevier, 2001, 20, s. 1067-1091.
- PROSOVÁ, M. 1958. *Kvartér Hrubého Jeseníku (vrcholová část hlavního hřbetu)*. Kandidátská disertační práce, Katedra geologie, PŘF UK v Praze. Praha: 1958, 125 s.
- PROSOVÁ, M. – SEKYRA, J. 1961. Vliv severovýchodní expozice na vývoj reliéfu v pleistocénu. *Časopis pro mineralogii a geologii*. 1. vydání. Praha: ČSAV, 1961, VI, 4, s. 448-463.
- RAAB, T. 1999. Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischenwaldes im Arbergebiet. 1. Auflage. *Regensburger Geografische Schriften*. Regensburg: Selbstverlag, Universität Regensburg, 1999, 327 s. ISBN 3-88246-211-6
- RAAB, T. - VÖLKE, J. 2003. Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22, s. 581-593.
- ROTHER, K. 1995. *Die eiszeitliche Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge im Spiegel neuerer Forschungen*. Petermanns Geographische Mitteilungen. 1995, 139, s. 45-52.
- SEKYRA, J. 1964. Kvartérně geologické a geomorfologické problémy krkonošského krystalinika. *Opera Corcontica*. 1964, 1, s. 1-24.
- SEKYRA, J. 1961. Geomorfologické poměry s přihlédnutím ke geologii kvartéru. In: KODYM, O. ML. A KOL. *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXVI Strakonice*. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický v nakladatelství ČSAV, 1961, s. 115-123.
- SOFRON, J. - ŠTĚPÁN, J. 1972. Vegetace šumavských karů. *Rozpravy ČSAV*. Řada matematických a přírodních věd. Praha: Academia, 1972, roč. 81, sešit 1, 57 s.
- SPRÁVA NP A CHKO ŠUMAVA. 1997. *Plán péče o Národní přírodní rezervaci Černé a Čertovo jezero*. Deponováno v: Správa NP a CHKO Šumava – regionální pracoviště Sušice, 1997, strany nečíslovány.
- STRNAD, E. 2003. Podnebí Šumavy. In ANDĚRA, M. – ZAVŘEL, P. A KOL.. *Šumava – příroda – historie – život*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset, 2003, s. 35-44.

- SUMMERFIELD, M. A. 1991. *Global geomorphology*. Harlow: Longman, 1991, 537 s. ISBN 0-582-30156-4
- SVOBODOVÁ, H. - SOUKUPOVÁ, L. - REILLE, M. 2002. Diversified development of mountain mires, Bohemian Forest, Central Europe, in the last 13,000 years. *Quaternary International*. Elsevier and INQUA, 2002, 91, s. 123-135.
- SVOBODOVÁ, M. - REILLE, M. - GOEURY, C. 2001. Past vegetation dynamics of Vltavský luh, upper Vltava river valley in the Šumava mountains, Czech Republic. *Vegetation History and Archaeobotany*. Springer-Verlag, 2001, 10, s. 185-199.
- SVOBODOVÁ, H. - SOUKUPOVÁ, L. - REILLE, M. 2002. Diversified development of mountain mires, Bohemian Forest, Central Europe, in the last 13,000 years. *Quaternary International*. Elsevier and INQUA, 2002, 91, s. 123-135.
- ŠEBESTA, J. – TREML, V. 1976. Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních uzávěrů Krkonoš. 1. vydání. *Opera Corcontica*. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 1976, 13, s. 7-44.
- ŠTOVÍČKOVÁ, N. 1984. Problematika recentních stressů a paleostressů ve vztahu k zlomové tektonice. *Studia geographica*. 87/1984, s. 41 – 45.
- ŠVAMBERA, V. 1939. Jezera na české straně Šumavy. *Sborník ČSZ*. Praha: Česká spol. zeměpisná, r. 1939, sv. 45, s. 15 – 23.
- TESAŘ, M. 2003. Hydrologie Šumavy. In ANDĚRA, M. – ZAVŘEL, P. A KOL. *Šumava – příroda – historie – život*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset, 2003, s. 145-157.
- THOMAS, D. S. G. - GOUDIE, A. (ed.). 2000. *The Dictionary of Physical Geography*. Third Publ. Oxford: Blackwall Publishing, 2000, 610 s.
- TOMÁŠEK, M. 1996. Soil Cover of Šumava National Park and Protected Landscape Area. *Silva Gabreta*. 1. vydání. Vimperk: Správa národního parku Šumava, 1996, č. 1, s. 33 – 35.
- TREML, V. 1976. *Zpráva o výsledcích inventarizačního průzkumu geologických a geomorfologických poměrů Státní přírodní rezervace Černé a Čertovo jezero*. 1976, 26 s. [nepublikováno]
- VEJNAR, Z. 1961. Svorová oblast série Královského hvozdu na Šumavě. *Sborník Ústředního ústavu geologického*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1963, sv. 28 – 1961 – oddíl geologický, s. 107-142.
-

- VESELÝ, J. 1998. Changes in vegetation of the Černé Lake area inferred from pollen analysis of lake sediment: period between 3400 BC and 1600 AD. *Silva Gabreta*. 1. vydání. Vimperk: Správa CHKO a NP Šumava, 1998, 2, s. 141 - 153.
- VESELÝ, J. 1994. Investigation of the nature of the Šumava Lakes: a review. *Časopis Národního Muzea*, Řada přírodovědná. Praha: 1994, Vol. 163 (1 - 4), s. 103-120. ISSN 0139-9497
- VILBORG, L. 1984. The Cirque Form of Central Sweden. *Geografiska Annaler*. Serie A, Physical Geography. 1984, vol. 66, No. 1/2, s. 41-77.
- VILBORG, L. 1977. The Cirque Form of Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*. Series A, Physical Geography. 1977, vol. 59, No. 3 - 4, s. 89-150.
- VITÁSEK, F. 1924. Naše hory ve věku ledovém. *Sborník ČSZ*. Praha: ČSSZ, 1924, sv. XXX, s. 85-105.
- VOČADLOVÁ, K. – KRÍŽEK, M. 2006. Nové poznatky o prostorovém uspořádání glaciálních akumulacních forem reliéfu v okolí Černého jezera na Šumavě. In LÉTAL, A. - Smolová, I. (eds.) *Geomorfologický sborník 5*. Olomouc: PřF UP v Olomouci, 2006. [in print]
- VOČADLOVÁ, K. – KRÍŽEK, M. 2005. Glacial landforms in the Černé jezero Lake area. In DOKOUPIL, J. - Mentlík, P. (eds.). *Miscellanea geographica*. Plzeň: ZČU v Plzni, 11, s. 45-62.
- VOČADLOVÁ, K. 2004. *Geomorfologie povodí Černého jezera a Černého potoka*. Ročníková práce na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze. 2004, 68 s. [nepublikováno]
- VOTÝPKA, J. 1997. Geomorphological Analysis of the Development of the South-Eastern Šumava Granite Region. *Acta Universitatis Carolinae Geographica*. 1. vydání. Praha: UK v nakl. Karolinum, 1997, XXXII (1997), 2, s. 133-148. ISSN 0300-5402
- VOTÝPKA, J. 1979. Geomorfologie granitové oblasti masívu Plechého. *Acta Universitatis Carolinae - Geographica*. Praha: UK v nakl. Karolinum, 1979, XVI, 2, s. 55-83.
- VOŽENÍLEK, V. A KOL. 2001. *Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu*. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého, 2001, 185 s. ISBN 8024403838
- WHALLEY, W. B. – AZIZI, F. 2003. Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research*. 2003, Vol. 108, No. E4, 8032, doi:10.1029/2002JE001864, 2003. 17 s.
- WHITTOW, J. 1984. *The Penguin Dictionary of physical geography*. First Ed. London: Penguin Books, 1984, 591 s.
- ZVÁRA, K. 2000. *BIostatistika*. Praha: UK v Praze v Karolinu, 2000, 210 s. ISBN 80-7184-773-9

Ústní zdroje

ČESÁK, J. - člen katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK, člen řešitelského týmu projektu „Atlas jezer České republiky“

Mapové podklady

GEOLOGICKÁ MAPA ČSSR 1:200 000. *List M-33-XXVI Strakonice*. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický v nakladatelství ČSAV, 1961, 149 s.

GEOLOGICKÁ MAPA 1:50 000. *List 21-42 a 21-44*. Mapový server České geologické služby GeoINFO. [online] Dostupné na <http://cgu.cz>

NEUHÄUSLOVÁ, Z. & KOL. *Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky 1:500 000*. Praha: Academia, 2001.

TOMÁŠEK, M. ET AL. 1992. *Půdní mapa ČR 1:50 000: list 21-44 Železná Ruda*. 1. vydání. Praha: Český geologický ústav, 1992.

TOMÁŠEK, M. – STRAKA, F. 1997. *Půdní mapa ČR 1:50 000: list 21-42 Nýrsko*. 1. vydání. Praha: Český geologický ústav, 1997.

VEJNAR, Z. – KOPECKÝ, A. – RŮŽIČKA, M. 1990. *Geologická mapa ČR 1 : 50 000: list 21-44 Železná Ruda*. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický, 1990.

VEJNAR, Z. - MIKSA V. 1988. *Geologická mapa ČSR 1 : 50 000: list 21-42 Nýrsko*. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický, 1988.

ZÁKLADNÍ MAPA ČR 1:25 000. *List 21-424 Čachrov*. 2. vydání, obnovené. Český úřad zeměměřický a katastrální, 1999.

ZÁKLADNÍ MAPA ČR 1:25 000. *List 21-442, 21-441 Železná Ruda*. 2. vydání, obnovené. Český úřad zeměměřický a katastrální, 1999.

Digitální podklady

TOPOGRAFICKÁ MAPA GŠA (DMÚ) ČR 1:25 000. *List M-33-099-A-d vrstevnice*.

PORTÁL VEŘEJNÉ SPRÁVY ČESKÉ REPUBLIKY. [online] Ministerstvo informatiky, Ministerstvo životního prostředí, CENIA. Dostupné na: <http://geoportal.cenia.cz/mapmaker/cenia/portal/>

ZABAGED/1 1 : 10 000. *Listy: 21-42-23, 21-42-24, 21-44-03, 21-44-04*. Praha: Český úřad zeměměřický a katastrální.

*

7. SUMMARY

The main aims of this work are to present the results of a geomorphologic survey focused on the glacial part of the relief in the region of the Černé jezero Lake, the Šumava Mts. (the Bohemian Forest) and in terms of this survey hypothesize about the Pleistocene development of this area. The study area is delimited by the catchment of the Černý potok Brook including the catchment of the Černé jezero Lake. There are the main aims of the research in this study area:

- the morphographic and morphometric analysis of the study area
- the geomorphologic mapping of the glacial accumulation
- the division of the glacial segment of the relief into the accumulation and destruction part from the view of the glacial modeling
- the probable extent and localization of the glaciation, based on the presence of glacial accumulations
- the interpretation of the analytic part of this study and in terms of it to sketch out a hypothesis about the Pleistocene development

The following conclusions result from the geomorphologic analysis.

- 1) The morphometric and morphographic analysis shows that the main factors influencing the creation of the Pleistocene glaciation were:
 - from the north- to the east-facing preglacial valley existence
 - the planation surfaces relicts in the uppermost areas of the study area
 - the existence of the planation surfaces as a source of the snow which was subsequently accumulated in the cirque
 - the study area structural predisposition, i. e. foliation direction and inclination
- 2) The study area was split into the glacial destruction and glacial accumulation relief segment.
- 3) The glacial destruction segment of the relief was formed by the glacial erosion and corresponds to the cirque of the Černé jezero Lake.
- 4) The most suitable site for the snow accumulation and the glacier forming was shade, lee and north-, northwest- and northeast-facing part of the cirque. This is illustrated by the existence of the nivation hollow in this part of the cirque.

- 5) The accumulation segment of the relief is linked with the glacial accumulation occurrence. The morphology of the accumulations (wall form, big boulders) was the main criterion for determining the glacial origin of these landforms. Moraines of the Černé jezero Lake glacier are conserved in several forms: distinctive moraine walls (ridges) more than 20 m high, flat low accumulations and steps. Glacial accumulations can be observed c. from 1,115 m a. s. l. - in the case of right moraines and from 1,040 m a. s. l., in the case of the left. A minimum of 4 generations on the right side and 5 generations on the left side were found in the study area. The oldest moraines touched maximally 850 m a. s. l. The glaciation of the Černé jezero Lake area had a form of a cirque glacier with tongue maximal spreading to 700 m from the lake.
- 6) There were set off two oscillation phases of the glacier development. The first oscillations made the oldest end moraines (1st and 2nd generation), then the recession followed. The second oscillations made the moraines in the lake vicinity (3rd, 4th and 5th generation). The glacier tongue moved NE-SW direction which was changed to N-S direction lately. The nivation hollow on the north-facing headwall of the cirque and its protalus rampart corresponded to the youngest (final) phase of the Pleistocene. On the lake floor there is a longitudinal elevation dividing the lake bottom into two basins. It is probably a front part of moraine of the 5th generation. This assumption is also confirmed by the character of moraines on both lake banks. It is possible that this elevation is structural conditioned too. Three methods were used to reconstruct the Pleistocene snowline (ELA) in the study area. The ELA determined by the *cirque-floor-altitude method* is situated in 992 m a. s. l., using the MELM method it is situated in 1,082 m a. s. l., using the THAR method it is in 1,115 - 1,030 m a. s. l. (right moraines) and in 1,035 - 1,030 m a. s. l. (left moraines).

8. SEZNAM PŘÍLOH

8.1. SEZNAM TABULEK

- Tab. 1: Vybrané charakteristiky pánve Černého jezera
Tab. 2: Kategorie vytříděnosti (upraveno podle Bezvodové a kol., 1985)
Tab. 3: Vybrané morfometrické charakteristiky
Tab. 4: 2D a 3D plocha vybraných částí reliéfu
Tab. 5: Spearmanův korelační koeficient
Tab. 6: Charakteristiky deflačních plošin v okolí Černého jezera
Tab. 7: Spearmanův korelační koeficient
Tab. 8: Charakteristiky rozměrů karu Černého jezera
Tab. 9: Popis profilu na dně nivační deprese
Tab. 10: Charakteristiky glaciálního akumulčního segmentu reliéfu
Tab. 11: Průměrné výšky valů v různých částech
Tab. 12: Maximální zjištěná hloubka rašelinišť
Tab. 13: Statistické charakteristiky souboru R-hodnot
Tab. 14: Nadmořská výška sněžné čáry pro oblast Černého jezera
Tab. 15: Zastoupení jednotlivých frakcí v odebraných částech profilu
Tab. 16: Koeficient vytřídění odebraných vzorků

8.2. SEZNAM GRAFŮ

- Graf 1: Klimatické charakteristiky na stanici Hojsova Stráž
Graf 2: Histogram sklonitosti studovaného území (započítána i jezerní pánve)
Graf 3: Histogram sklonitosti glaciálního akumulčního segmentu reliéfu
Graf 4: Histogram sklonitosti dna Černého jezera
Graf 5: Histogram sklonitosti karové stěny Černého jezera
Graf 6: Histogram orientace svahů v povodí Černého jezera a Černého potoka
Graf 7: Histogram orientace svahů v karové stěně
Graf 8: Histogram orientace svahů v glaciálním akumulčním segmentu reliéfu
Graf 9: Krabicové diagramy souboru R-hodnot
Graf 10: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních kategorií v odebraných vzorcích
Graf 11: Granulometrické křivky pro vzorky z profilu v karové stěně
-

8.3. SEZNAM OBRÁZKŮ

- Obr. 1: Lokalizace zájmového území a jeho zařazení do systému geomorfologického členění.
- Obr. 2: Geologické poměry okolí Černého jezera
- Obr. 3: Tor na plošině nad karovou stěnou Černého jezera
- Obr. 4: Skalní hradba, tzv. Černá skála
- Obr. 5: Sníh u úpatí vysoké skalní stěny v jižní části karu
- Obr. 6: Batymetrická mapa Černého jezera (upraveno podle Janský a kol., 2005)
- Obr. 7: Znázornění zonálního sledu fytoocenóz v karové stěně Černého (upraveno podle Sofron & Štěpán, 1971)
- Obr. 8: Základní charakteristiky karu Černého jezera
- Obr. 9: Tvary k-křivky pro základní hodnoty k (upraveno podle Haynes, 1968)
- Obr. 10: Krabicový diagram
- Obr. 11: Sklonitost svahů v zájmovém území
- Obr. 12: Orientace svahů v zájmovém území.
- Obr. 13: Zastínění karové stěny během roku
- Obr. 14: Příčné profily zájmovým územím (2 x převýšeny).
- Obr. 15: Podélný lomený profil karem Černého jezera a údolím Černého potoka (2 x převýšen)
- Obr. 16: Profily karovou stěnou (2 x převýšeny)
- Obr. 17: Profily pro odečítání proměnných x a y pro výpočet k-křivky (2x převýšeny)
- Obr. 17: Skalní výchozy v horní části karové stěny
- Obr. 18: Blok při úpatí stěny v 1115 m n. m.
- Obr. 19: Materiál mury v horní části odlučné oblasti.
- Obr. 20: Pohled shora do koryta mury v přechodu do akumulární části
- Obr. 21: Výrazně zahloubené koryto erozní rýhy v karové stěně, pohled shora
- Obr. 22: Půdní profil na dně nivační deprese
- Obr. 23: Dno nivační deprese v karu
- Obr. 24: Kar Černého jezera s glaciálními akumulace
- Obr. 25: Spodní část glaciálního akumulárního segmentu reliéfu
- Obr. 26: Rozmístění rašelinišť a bloků testovaných Schmidt hammerem
- Obr. 27: Výška sněžné čáry v karu Černého jezera
- Obr. 28: Závislost potenciální solární radiace na orientaci a sklonu svahů, v období od května do září na 50° s. š., za jasného počasí bez oblačnosti. (upraveno podle Evans, 1977)

Obr. 29: Vymezení karu

Obr. 30: Přehled uspořádání akumulčních glaciálních tvarů v zájmovém území

Obr. 31: Profil přes elevaci na dně Černého jezera