

The Tatra Mts – rocks, landforms, weathering and soils

Tatry – skały, rzeźba, wietrzenie i gleby

Marek Drewnik¹, Ireneusz Felisiak², Irena Jerzykowska³ & Janusz Magiera²

¹Jagiellonian University, Faculty of Biology and Earth Sciences; ul. Gołębia 24, 31-007 Kraków, Poland.
(Institute of Geography and Spatial Management)

²AGH University of Science and Technology; Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection;
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland.

³Jagiellonian University, Faculty of Biology and Earth Sciences; ul. Gołębia 24, 31-007 Kraków, Poland.
(Institute of Geological Sciences)

e-mail: m.drewnik@geo.uj.edu.pl; felisiak@geol.agh.edu.pl; ijerzykowska@gmail.com; magiera@geol.agh.edu.pl



Abstract: The trip gives insight into geology and landforms as well as into past and present dynamic geological, geomorphologic and soil-forming processes in the central part of Polish Tatra Mts. The area is easily accessible from Zakopane. However not the highest and not the most impressive of all parts of the mountains it offers a concise review of all sites crucial for understanding the geologic history of the Tatras and their forefield. Crystalline core has not only been covered by overthrust sedimentary rocks but also forms tectonically displaced bodies like crystalline islands over the sediments. Post-orogenic erosion strongly differentiated the mountains landscape. High valleys shaped in resistant granitoids of the High Tatras were much better reservoirs of snow and ice during the Pleistocene then the West Tatras valleys deeply cut into softer sediments and metamorphic rocks. Therefore, the High Tatric glaciers were longer and thicker than the West Tatric ones. Post-glacial weathering, mass movements and accumulation of organic matter resulted finally in formation of rich variety of specific mountain soils.

Treść: Trasa wycieczki prowadzi przez środkową część Tatr Polskich: Dolinę Bystrej, Kasprowy Wierch, przełęcz Karb i Dolinę Suchejej Wody (Fig. 1). Różnice między dwiema głównymi częściami tych gór: Tatrami Zachodnimi i Wysokimi są stamtąd wyjątkowo dobrze widoczne. Teren ten jest ponadto przedmiotem intensywnych badań od przynajmniej 200 lat, a najnowsze doniesienia pojawiają się co roku. Stamtąd pochodzą liczne datowania muren, wreszcie, to w Dolinie Suchejej Wody L. Zejszner pierwszy rozpoznał w 1849 r. ślady zlodowacenia. Przemierzając Tatry podczas planowanej wycieczki będzie można zaobserwować tak wyraźnie widoczne w górach efekty działania procesów prowadzących do niszczenia gór, bardziej szczegółowo przyjrzymy się przejawom wietrzenia. Wietrzenie jest bardzo ważnym procesem warunkującym powstawanie gleb a co za tym idzie wpływającym na rozwój roślin i zwierząt czyli na środowisko życia człowieka.

Introduction

The Tatra Mountains are the most prominent, the highest (2,655 m a.s.l.) and presently non-glaciated mountains in the Central Europe, located approximately halfway between the Baltic Sea and the Adriatic Sea, and between the Atlantic Ocean and the Ural Mts. Thus, they occupy a transitional position between the maritime Western Europe and the continental Eastern European lowland.

Field trip leads through the core of the central part of the Tatra Mts: Bystra valley, Kasprowy Wierch Mt, and Sucha Woda valley (Fig. 1). It gives good insight into geological structure, landscape as well as weathering and soil forming processes. Essential differences between the both main parts of the mountains: Western and eastern (High Tatras) are particularly well visible from the track. Moreover, the trip area has been intensely investigated for at least 200 years and new results are being published almost every year. It has been a subject of a detailed study and absolute dating of the last glaciation, in both, its maximum and recession. It was in the Sucha Woda valley where Ludwik Zejszner has discovered traces of the past glaciation in 1849.

Landforms

(J. Magiera)

Well-developed alpine landscape of the Tatra Mts is controlled by three main factors: geological structure of the mountains, long lasting denudation during Neogene and reshaping by the glaciers during the glacial epoch (Pleistocene). Generally, two major units form the Tatras: crystalline core (intrusive granitoids and metamorphic gneiss) and sedimentary cover (mostly carbonates that form several nappes). W-E running longitudinal “geological” axis of the mountains is undulated. Elevated parts are generally built up of granites (they are High or eastern Tatras), while sediments are preserved in depressions (mostly in the Western and Belianskie Tatras). Therefore, the High Tatras are more resistant to dissection and planation and today are higher than other parts of the mountains. Tectonic movements (mainly mountain uplift) interrupted several times Neogene – Early Pleistocene denudation and planation. This resulted in a formation of multi-level mature landscape of gently rolling hills and broad valleys. Present day peaks, ridges, hills and upper parts of major valley floors line up into several height intervals. They are interpreted as remnants of those more or less hypothetical palaeo-levels (or

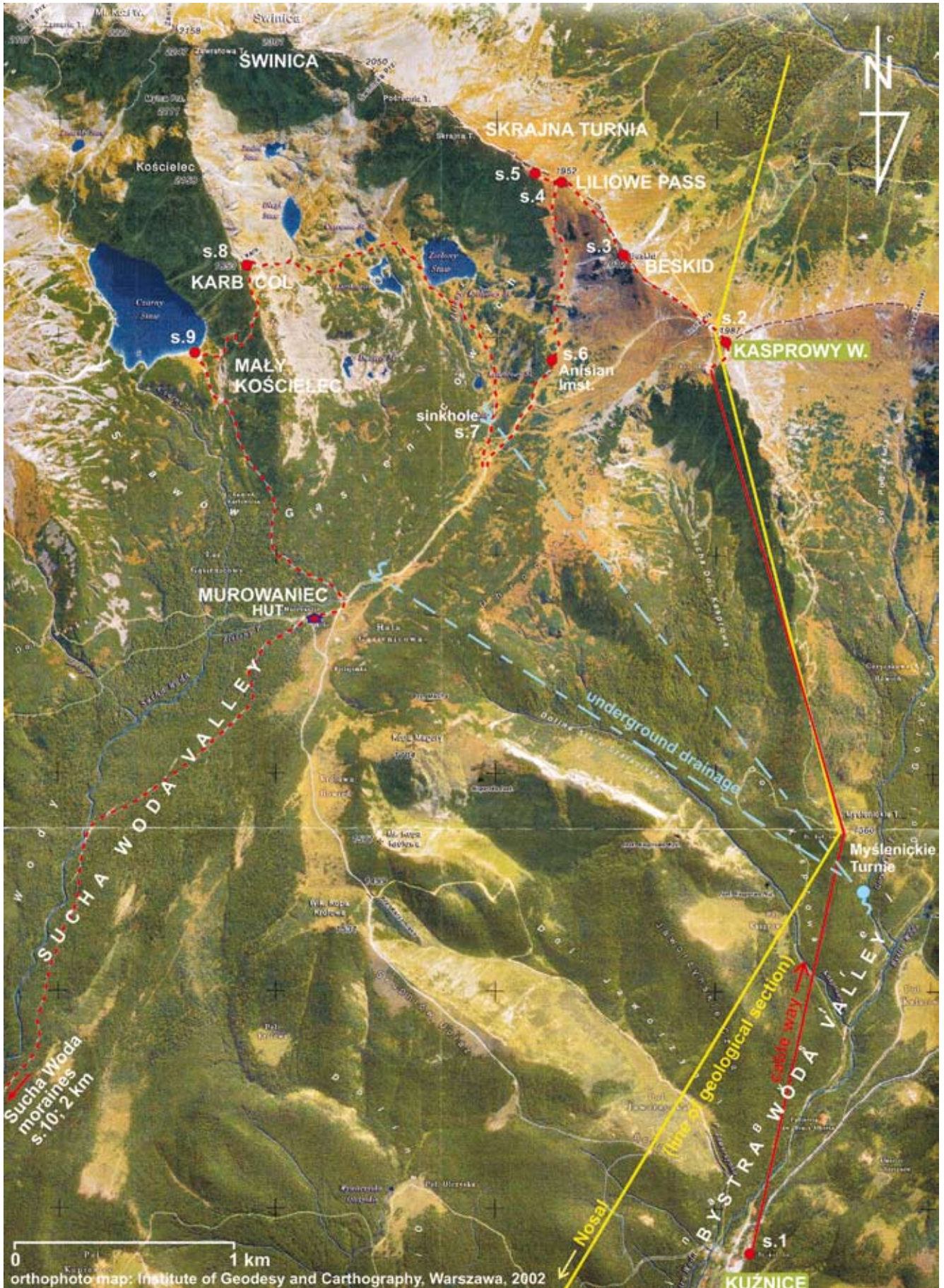


Fig. 1. The trip over ortophotomap of Sucha Woda Valley • Trasa wycieczki na tle ortofotomapy doliny Suchej Wody

“planation surfaces”), according to the Davis theory Klimaszewski (1965) distinguished four such palaeo-levels. The highest peaks of the Western Tatras probably mark the uppermost, fifth level. All of them continue in the Beskidy Mts that form external part of the Carpathians.

Late Pliocene planation was crucial for the development of the glaciers in the Pleistocene. It formed vast floors in the upper parts of the main valleys in the Tatras, *i.a.* in the Sucha Woda valley (stops 7, 8 and 9 of the trip). Particularly impressive is the upper level of the Five Lakes valley (Dolina Pięciu Stawów) formed in that time. These parts of the valley floors are generally located at the heights bigger than 1600 m a.s.l., *i.e.* above the *equilibrium line altitude* (*e.l.a.*, or snow line) which was *ca.* 1500 – 1600 m a.s.l. during the last (Würm) glaciation and probably similar or lower during previous glaciations. Valley floors formed during the Late Pliocene were nextly cut during backward erosion. This “rejuvenation” was particularly intense in the Western Tatras, more susceptible to the erosion than the High Tatras. In its result the West Tatric valleys has been almost entirely deepened. Only small remnants of the Pliocene palaeo-floors have been preserved in their uppermost parts. On the contrary, in the High Tatras the Pliocene palaeo-valley floors preserved much better. They formed vast depressions, located well above the *e.l.a.* and good for the accumulation of huge masses of snow and glacial ice during the glacial epoch. Therefore, the glacierization of the High Tatras was much more intensive and extensive than that of the Western Tatras (Klimaszewski, 1964). The glaciers of the former were much longer and thicker than the latter (Fig. 2).

The sediments of the Würm age are the only glacial (*s.l.*) sediments that preserved inside the mountains. Glaciers of that age overprinted almost entirely earlier landforms and removed deposits of earlier glaciations. Some speleothems in the West Tatras caves and slope breccia, probably of the last interglacial age, are the only exceptions. However, thick and widespread fluvioglacial sediments, which form terraces and fans in the Tatra forefield, point to multistage glacierization of the mountains. Early scholars recognized only 1 or 2 gla-

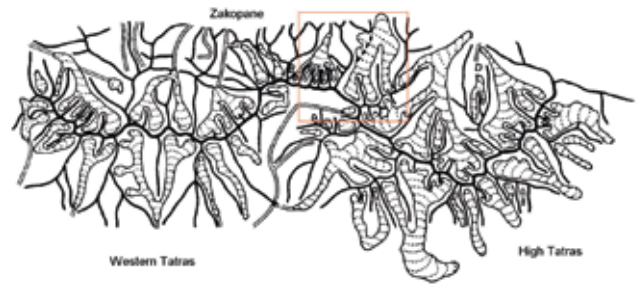


Fig. 2. Extent of the glaciers in the Tatra Mts. during the maximum of the last (Würm) glaciation (after M. Klimaszewski, 1960). Area shown on Fig. 2 is marked in red • Maksymalny zasięg lodowców w Tatrach w czasie ostatniego zlodowacenia (Würm) wg Klimaszewskiego (1960). Obszar pokazany na Fig. 2 zaznaczono czerwoną ramką

ciations (*cf.* Partsch, 1923). Recently, four or five glaciations are accepted. They are traditionally named according to the alpine scheme introduced by Penck and Brückner (1909). However, chronostratigraphic position of the units and their correlation with the Scandinavian glaciations has considerably changed since then due to numerous determinations of the absolute age, mainly with the use of the TL method (Lindner *et al.*, 1993; Tab. 1).

The Würm glaciation began in the Tatras around 115 ka B.P. Glaciers of that age reached their maximal extent around 21 – 19 ka B.P. (Dzierżek *et al.*, 1999). The longest (12.5 km) was the glacier of the Biała Woda valley. Sucha Woda glacier was 7.8 km long. The glaciers in the Western Tatras were much shorter, *e.g.*, Bystra glacier 4.6 km, Kościeliski glacier 4.8 km. Thickness was usually smaller than 200 m (Klimaszewski, 1988), except for the Biała Woda glacier, which attained 230 m or even 260 m (Lukniś, 1973).

Sucha Woda and Pańszczyca valleys

Sucha Woda and Pańszczyca valleys form one of the largest valley systems in the Tatras. Their joint dendritic glacier was the third largest on the northern slopes of the mountains (Fig. 3). During the maximal extent its total area was 1,410 hecta-

TL age (thousand years B.P.)	W Europe		Polish Tatry Mts.		Polish lowlands	
	glacials	interglacials	glacials	interglacials	glacials	interglacials
100 –	Vistulian		Würm	<i>Riss II - Würm</i>	Wisła	
		<i>Eemian</i>				<i>Eemian</i>
200 –	Saalian	Warthe	Riss II	<i>Riss I – Riss II</i>	Middle Polish	Warta
300 –		Drenthe	Riss I			Odra
400 –		<i>Holsteinian</i>		<i>Mindel – Riss I</i>	<i>Mazovian s.l.</i>	<i>Mazowsze</i>
500 –		Elsterian	Mindel	<i>Günz - Mindel</i>	South Polish	San II
		<i>Cromerian</i>				San I
600 –			Günz			<i>Małopolska</i>
700 –						Nida

Tab. 1. Age and correlation of the glaciations in the Tatra Mts. and on the European lowlands (after L. Lindner *et al.*, 1993) • Wiek zlodowaceń tatrzańskich i ich korelacja ze zlodowaczeniami skandynawskimi (wg Lindnera i in., 1993)

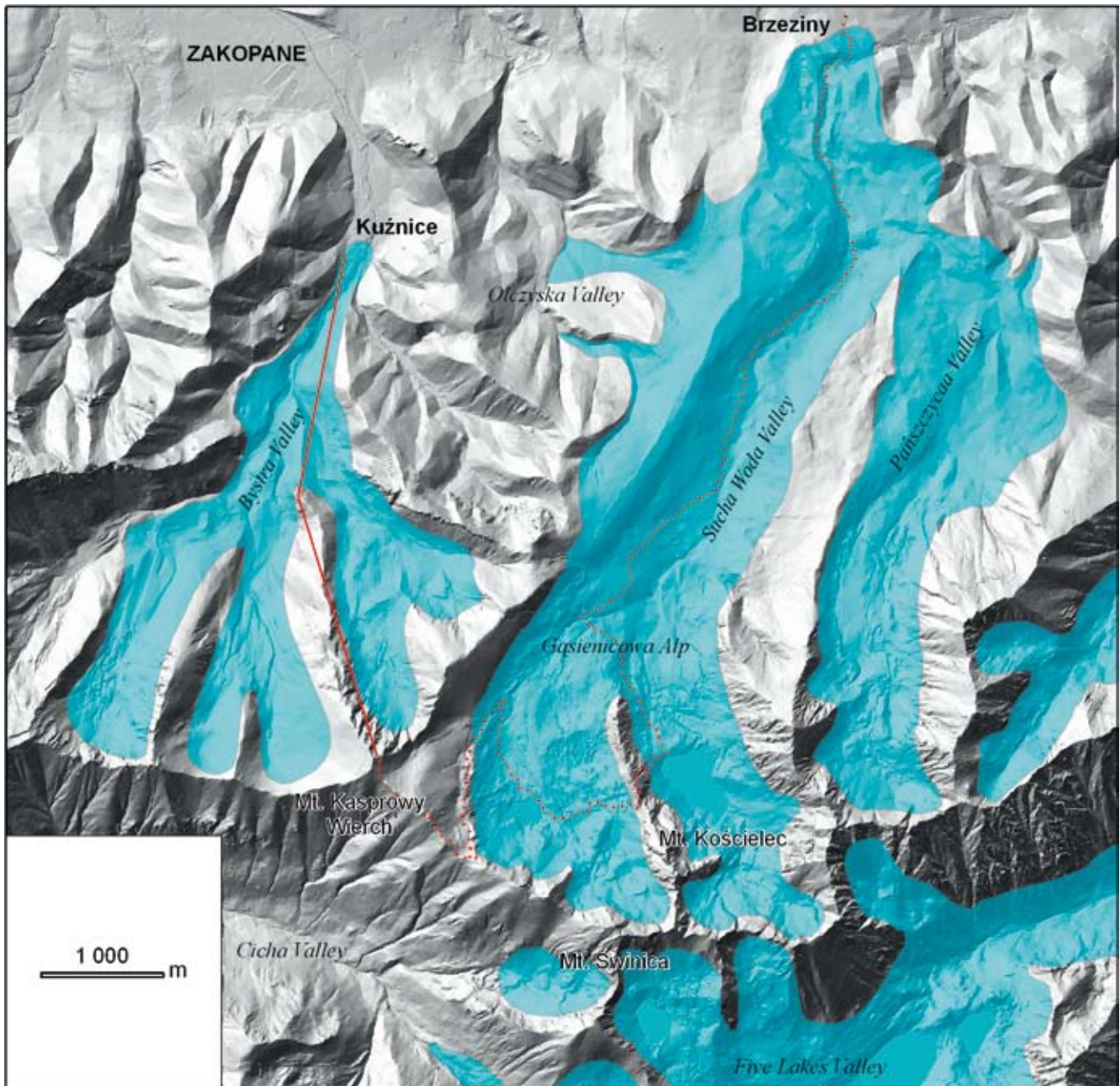
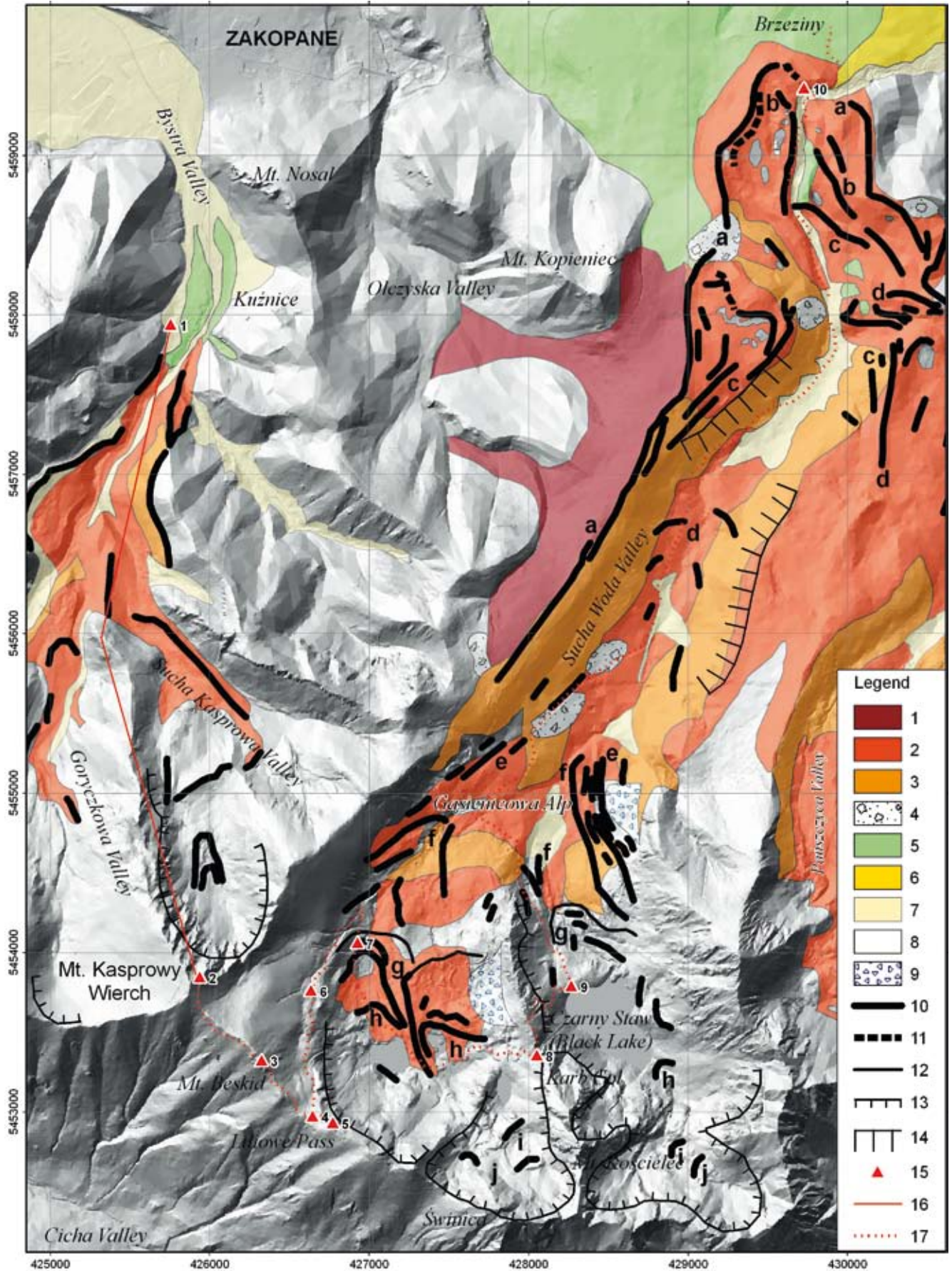


Fig. 3. Extent of the glaciers in the Sucha Woda and Bystra valleys during the maximum Würm glaciation (based on M. Klimaszewski, 1988). The trip is marked in red • Zasięg lodowców w Dolinach: Suchej Wody, Pańszczycy i Bystrzej w czasie maksimum zlodowacenia Würm (wg Klimaszewskiego, 1988). Trasa wycieczki jest zaznaczona na czerwono

Fig. 4. Glacial sediments and landforms along the trip (based on: M. Klimaszewski, 1988 and M. Baumgart-Kotarba & A. Kotarba, 2001 and 2002) • Lodowcowe osady i formy morfologiczne w rejonie wycieczki (na podstawie: M. Klimaszewski, 1988 oraz M. Baumgart-Kotarba & A. Kotarba, 2001 i 2002)

Explanations: Würm and/or Riss (?): 1 – ground and melt-out moraine and boulders; Würm: 2 – ground and melt-out moraine, 3 – lateral moraine; 4 – boulders, 5 – fluvioglacial terraces and fans; Late Würm: 6 – fluvioglacial terraces and fans, Holocene: 7 – terraces and fans, 8 – dead-ice depressions, 9 – rock glaciers; moraine ridges: 10 – distinct, 11 – reconstructed, 12 – oscillation; 13 – glacial cirques, 14 – top of slope, 15 – trip stop; trip track: 16 – by the cable car, 17 – footpath, a – j – recessional stages of Würm glaciers in the Sucha Woda valley (cf. Tab. 2). Grid: UTM 34U

Objaśnienia: Würm i (lub) Riss (?): 1 – morena denna i wytopiskowa oraz glazy i bloki; Würm: 2 – morena denna i wytopiskowa, 3 – morena boczna, 4 – bloki i glazy, 5 – terasy i stożki fluwioglacjalne; późny Würm: 6 – terasy i stożki fluwioglacjalne, 7 – terasy i stożki napływowe, 8 – depresje po martwym lodzie, 9 – lodowce gruzowe; grzbiety morenowe: 10 – stwierdzone, 11 – zrekonstruowane, 12 – oscylacyjne; 13 – cyrki lodowcowe, 14 – załomy stokowe; 15 – stanowiska wycieczki 3; trasa wycieczki: 16 – kolejka linowa, 17 – piesza; a – j stadia recesyjne lodowców Würm w Dolinie Suchej Wody (por. tab. 2). Siatka współrzędnych: UTM 34U



	Stratigraphy	Age (ka BP)	Approximate altitude of recessional moraines (m a.s.l.)					
	Alpine Polish Lowland		Sucha Woda valley			Pańszczyca valley		
Holocene	Venediger	8.7-8.4	SW7 'j'	Zadnie Koło 1,950	Kozia 1,950		P7	Zadnie Usypy, 1,810
	Egesen	10.7-10.2	SW6 'i'	Zadni Staw	Świnicka	lower Kozia	P6	Kopka II, 1,750-1,770
Würm (Vistulian)	Daun	12	SW5 'h'	Kurtkowiec	Zielony	upper Czarny	P5	Kopka I. 1,700
	Gschnitz Gardno	13	SW4 'g'	Dwoisty 1,660	Litworowy 1,608	lower Czarny Staw 1,540	P4	Komory, 1,550
	Steinach II	13.5?	SW3 'f'	Mokra Jama		Czarna Pasza	P3	Butorów, 1,338
	Steinach	14	SW2 'e'	PZA camp 1,340-1,350 m			P2	Wlk. Pańszczycka Młaka, 1,280
	Buhl Pomeranian	15	SW1 'd'	below Wyżnia Sztolnia 1,280 - 1,300 m			P1	Młaka, 1,216
	Chodzież	17.2	WB3 'c'	Kotliny 1,160				
	Poznań	18.4	WB2 'b'	Toporowy Staw II 1,130-1,150				
	Leszno	20	WB1 'a'	Toporowy Staw I 1,094 m				

Table 2. Recession of Late Würm glaciers in the Sucha Woda valley system (based on Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001) • Stadia recesyjne lodowców Würmu w dolinie Suchoj Wody (wg Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001)

res. It ended in the close forefield of the mountains in Brzeziny and left there one of the most spectacular “aphitheatre” of the end moraines with numerous small terminal depressions (Fig. 4), actually infilled with peat or water (Toporowe Stawy Lakes). Thickness of the ice was big enough to flow over vast and long ridge that forms left hand margin of the Sucha Woda valley. Ice masses partly infilled upper parts of Olczyska valley (Fig. 3). However, there are opinions (e.g. Klimaszewski, 1988) that moraines laid down there and coating now the valley slopes are, at least partly, of Riss age.

Deglaciation of the Tatras during the late Würm ran in several stages. Their number and age are still disputable. Dzierżek *et al.* (1986a) distinguished 3 stages and 9 phases within the youngest (Białka) stage in the Polish part of the High Tatras. Recently, in the Sucha Woda – Pańszczyca valley system Baumgart-Kotarba and Kotarba (2001) recognised 10 phases. Table 2 shows proposal of their correlation with the Alpine and Scandinavian glaciations.

During two oldest phases ‘a’ (maximum Würm – Leszno) and ‘b’ (Poznań) Pańszczyca glacier dominated over the “main” Sucha Woda glacier. Terminal moraines of both phases are arranged transversely to the SSE-NNW running axis of the lowermost part of the Pańszczyca valley (Fig. 3). Both glaciers separated after ‘b’ (Chodzież) phase. During the consecutive younger ‘d’ (Pomerania) phase two separate end moraines formed.

Particularly impressive is the glacial landscape of the upper parts of the Sucha Woda valley (Gąsienicowa Alp; Fig. 4). The area is located well above the timberline and shows perfectly terminal moraines of recessional stages ‘e’ to ‘j’ (Late Würm – Eraly Holocene). Some terminal depressions are infilled with



Fig. 5. Dolina Stawów Gąsienicowych valley – western branch of the uppermost part of the Sucha Woda valley. Glacial landforms and sediments of the Late Würm – Early Holocene age are visible. Terminal moraines and bedrock elevations (“riegels”) dam lakes infilling terminal depressions. Długi Staw lake (“Long Pond”) is visible in the foothill of Kościelec Mt. Lower parts of the slopes and the valley floor are coated with scree and local rock debris and blocks of glacial origin. Lower part of the Sucha Woda valley and Podhale are seen in a far background, phot. I. Felisiak • Dolina Dolina Stawów Gąsienicowych – zachodnia gałąź najwyższej części Doliny Suchoj Wody. Widoczne lodowcowe osady i formy morfologiczne późnego Würmu – wczesnego Holocenu. Moreny czołowe i rygle skalne tamują wodę wypełniającą depresje końcowe. U podnóża Kościelca widoczny Długi Staw. Dolne partie stoków i dno doliny pokryte są przez piargi i blokowiska skał lokalny pochodzenia lodowcowego. Dolna część Doliny Suchoj Wody i Podhale widoczne są na dalszym planie, fot. I. Felisiak

water and form picturesque lakes (traditionally called “ponds” by the highlanders). Of all the lakes in the Polish Tatras Czarny Staw (“Black Pond”) is one of the largest (17.94 hectares) and the deepest (51 m), Zmarzły Staw (“Frozen Pond”) is one of the highest (1787 m a.s.l.). Western branch of the valley

(Dolina Stawów Gąsienicowych) hosts several smaller “ponds”, of which Zielony Staw (“Green Pond”) is the largest (3.81 ha) and the deepest (15.1 m). Some of the lakes are periodical.

The last, cirque glaciers melted finally out in Early Holocene. In the Sucha Woda valley it was around 8.3 ka B.P. (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001).

Bystra valley

Bystra valley presents by far less impressive preglacial and glacial landscape features and sediments. Cut mainly within relatively non resistant sedimentary rocks was intensely rejuvenated during Late Neogene – Early Pleistocene and large part of its floor lowered below the snow line during the glaciation. Therefore, the dendritic glacier was poorly “fed” by small firn fields and was relatively short (4.6 km). It ended in Kuźnice at the height of *ca* 1000 m a.s.l. Only three of four tributary valleys yielded main branch of Bystra valley with their glaciers. Kondratowa valley essentially was not glaciated, except for small isolated cirque glacier. The left lateral moraine of the Sucha Kondracka glacier dammed proglacial and pronival outflow from this valley and a lake was formed. Actually, it is completely infilled and appears as flat grassy meadow, gently dipping downstream.

Rock glaciers and periglacial phenomena

Formation of rock glaciers during several Late Würm recessional phases and in the “little ice age” (sixteen to the middle of the nineteenth century) has been postulated by Dzierżek *et al.*, (1986b). However, there’s common opinion that debris landforms related to the recessional moraines are often erroneously interpreted as remnants of the rock glaciers. Baumgart-Kotarba and Kotarba (2001) recognised only three small relict rock glaciers at the height of 1,500 – 1,800 m a.s.l. Two of them are shown on Fig. 4.

No convincing proofs for recent permafrost have been found in the Tatras yet. However, geophysical investigations revealed layers at the depth of several meters in Pięć Stawów and in Kozia valleys that show electrical properties similar to rock debris cemented with ice. As no excavations are allowed in the Tatras (due to a strict nature protection) this hint cannot be verified.

Areas free of ice during the glaciations were subject to intense periglacial processes. Some of them, now attributed to the alpine periglacial zone, are still active, *e.g.*: multi-annual and seasonal ground freezing, solifluction, frost sorting, cryoturbation, frost shattering, frost jacking. Solifluction lobes, small thufurs, patterned ground and block fields can be seen as their result in the upper parts of the valleys and on the slopes.

Weathering

(I. Jerzykowska)

Weathering can be defined as the irreversible structural and/or mineralogical breakdown of rock through the cumulative effects of chemical, physical, and biological processes operating at or near the Earth’s surface (Whalley & Warke, 2005).

The weathering of rock is a response to subaerial (Earth surface) conditions, where temperatures and pressures differ

from those under which the minerals were formed (magmatic or metamorphic conditions). Rock breakdown is therefore attributed to surface environments. The rate of decomposition is controlled by many factors: the rock itself (mineralogical and chemical composition, structure), the weathering agents such as temperature, salt and moisture, biological agents such as lichens, and, especially, the microclimatic environment to which the rock is exposed

During the process of physical disintegration, the rock becomes broken up without altering its composition. When chemical decomposition takes place, the rock is slowly decomposed at the same time altering its constituent minerals. Organisms can influence rocks in both ways: chemical and mechanical.

There would be no soils and little scope for widespread development of flora and fauna on land without weathering. Thus, long-term weathering is of great importance to the biosphere and is a crucial element of landscape development (Whalley & Warke, *l.c.*).

Physical weathering and landscape development in the Tatra Mts

Weathering together with erosion is the most important processes, which influence the landscape development. The operation of these two processes is clearly visible in mountainous areas. The weathering occurs *in situ* (with no movement) unlike the erosion, which involves the movement and disintegration of rocks and minerals by agents such as water, ice, wind, and gravity.

Change of temperature is the most crucial factor of physical weathering. Changes in temperature cause expansion and contraction of rocks. Moisture or salt enhances physical weathering by freezing- and thawing processes and salt crystallization in pores or rock fractures. Rocks began to flake, granulate, and form massive sheeting of the outer layers.

Relatively big altitudes, severe climate, and connected with them, flora floors (Hess, 1996) promote weathering in the Tatra Mts. The big part of the mountains emerges above the forest floor, where the intensity of weathering is great (Kotarba, 1996). Physical decomposition of rocks and the detritus movement downslopes lead to the formation of the most important landforms related to the weathering: detrital fans (scree talus) and block fields. We can see them near the Czarny Staw Lake (Stop. 9, Fig. 6) and in many other places in the Tatra Mts.

Relations between weathering (and erosion) rate and rock types are clearly visible in the Tatra Mts. Strongly deformed sedimentary rocks are very susceptible to weathering. Sedimentary cover was entirely removed from the most elevated, southern part of the Tatra Mts. It is build of very resistant crystalline rocks (mostly granitoids). Relatively low peaks build of sedimentary rocks can be observed in the northern part of the mountains. The most resistant rock in the Tatra Mts is the Lower Triassic quartzite (Fig. 7). However, they do not form vast massifs but rather isolated sharp “teeth” on the ridges. Most passes in the granitoid part of the Tatras developed over mylonitic or cataclasis zones formed on local faults. The Western Tatras, where metamorphic rocks (gneisses and shists) dominate, are lower than eastern granitic part.



Fig. 6. Scree fan formed by mechanical weathering and mass movements on the slopes of the Żółta Turnia over the Czarny Staw Gąsienicowy lake. Fresh debris – flow (called *Muren* in the Alps) well visible. Notice dwarf pines growing on block fields and scree, phot. T. Sokołowski • Stożek usypiskowy powstały w wyniku wietrzenia fizycznego i ruchów masowych na zboczu Żółtej Turni przy Czarnym Stawie Gąsienicowym. Dobrze widoczny świeży spływ gruzowo-błotny (zwany w Alpach *Muren*), którego jezór zasypuje kosówki nad stawem, fot. T. Sokołowski

Middle Triassic limestone and massive limestone of upper Jurassic and lower Cretaceous built most ridges in the Western Tatras (High-Tatric rocks). Fine-laminated shales form local depressions and passes in the Western Tatras. In the Sub-Tatric part of the Tatra Mts peaks are much lower and the landscape is more uniform. Fine bedded and not resistant to weathering shale and limestone of the Upper Triassic, Jurassic and Cretaceous rocks form this part of the Tatra Mts (Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak, 1992). Only harder Križna dolomites and Choč limestones built higher, isolated peaks near Zakopane.

Chemical weathering and soils

Chemical weathering is a group of irreversible processes of chemical decomposition of rocks including mineral dissolution, movement of chemical elements and precipitation of new phases. The most important chemical processes are: dissolution, hydration, hydrolization, oxidation, reduction, carbonatization. Chemical weathering plays a key role in the exogenic geochemical cycle (White, 1998). Chemical weathering supplies dissolved matter to rivers and seas. Weathering also supplies nutrients to the biota in form of dissolved components in the soil solution. Chemical weathering is tightly connected with the formation of soil. Soil is a very small environment where atmospheric, hydrospheric, biospheric and lithospheric processes operate together. It makes a soil very reactive and, thus, important environment. Soil typically consists of a sequence of layers that constitute the soil profile (Fig. 8). The nature of these layers varies, depending on the climate (temperature, precipitation, etc.), vegetation (which in turn depends largely on climate), time, and the nature of the underlying rock (White, *l.c.*).

The uppermost soil layer, referred to as the *O*-horizon, consists almost entirely of organic material whose state of decomposition increases downward. Below this organic layer lies the upper mineral soil, designated as the *A*-horizon or the zone of removal, which ranges in thickness from several centimetres to a meter or more. In addition to a variety of minerals, this layer contains a substantial organic fraction, which is dominated by an amorphous mixture of insoluble, refractory organic matter called *humus* (White, 1998; Retalac, 2005). Weathering reactions in this layer produce a soil solution rich in silica and alkali and alkaline earth cations that percolates downward into the underlying layer. The *B*-horizon, or zone of accumulation or deposition underlies the *A*-horizon. This horizon is richer in clays and poorer in organic matter than the overlying *A*-horizon. Substances leached

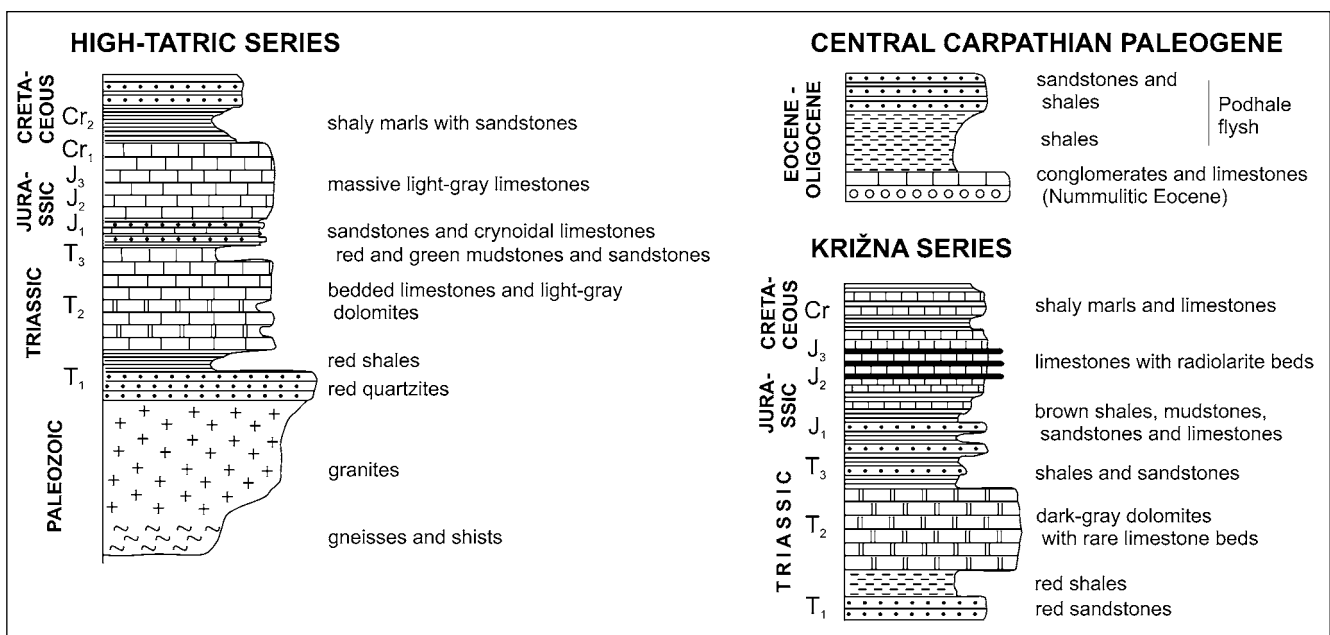


Fig. 7. Lithostratigraphic profiles of the Tatric rocks with their resistance against weathering (after: Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak, 1992; modified) • Profile litostratigraficzny skał tatrzańskich z zaznaczoną odpornością na wietrzenie poszczególnych typów litologicznych – zobacz wersja polskojęzyczna Fig. 25 (streszczenie)

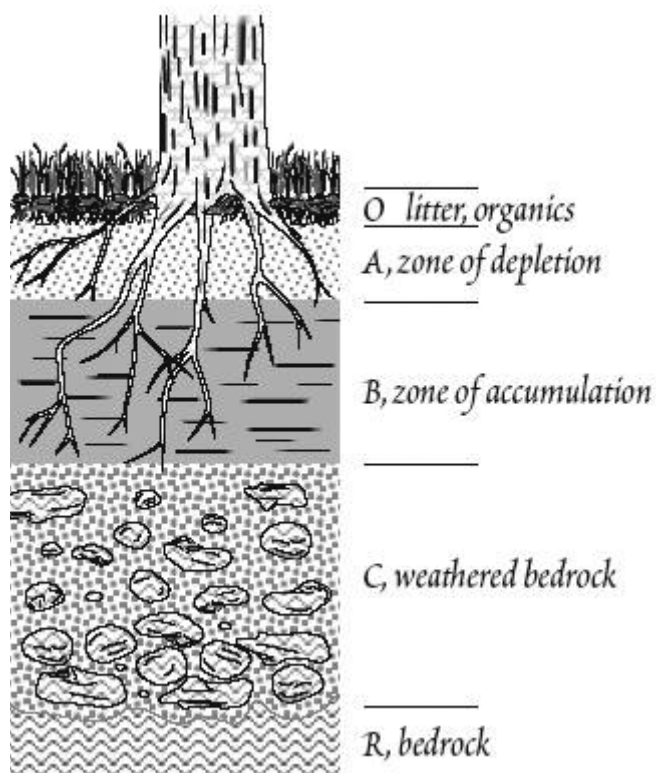


Fig. 8. Model soil profile illustrating the O, A, B, and C-horizons described in the text (from: White, 1998) • Modelowy profil glebowy przedstawiający poziomy glebowe O, A, B i C opisane w tekście (z pracy: White, 1998)

from the *A*-horizon are deposited in the *B*-horizon. Fe and Al carried downward as organic complexes precipitate here as hydrous oxides and hydroxides, and may react with other components in the soil solution to form other secondary minerals such as clays. The *C*-horizon underlies the *B*-horizon and directly overlies the bedrock. It consists of partly weathered rock, often only coarsely fragmented, and its direct weathering products. This layer contains relatively little organic matter (White, 1998; Retallac, 2005).

Soil cover of the Tatra Mts

(M. Drewnik)

The properties of the Tatras' soils (morphology, chemistry and taxonomical position) strongly reflect the geo-ecological conditions. They are relatively weak developed: thin and contain a considerable amount of stones and gravel. The spatial differentiation of the soil cover – first of all – depends on the geological differentiation of the parent rock (Komornicki & Skiba, 1996). Acid podzol soils: *Podzols* (*Haplic*, *Umbric*, *Folic*, *Skeletal*) (Fig. 9) and *Leptosols* (*Podzolic*, *Umbric*) (Fig. 10) (WRB, 2006) upon the crystalline core rocks (intrusive granitoids and metamorphic gneiss) and on the crystalline Pleistocene moraines were formed Calcareous soils: *Leptosols* (*Rendzic*, *Calcaric*) were formed upon the carbonate rocks, while other soils: *Umbrisols*, *Cambisols*, *Regosols* (*Eutric*) were developed upon the sandstone, shale, and others. Weak developed soils: *Leptosols* (*Lithic*, *Hyper-skeletal*, *Umbric*, *Folic*), and *Regosols* (*Colluvic*, *Dystric*,



Fig. 9. Soil profile (*Skeletal Podzol*) from the Waksmundzki Wierch, phot. M. Drewnik • Profil glebowy (*Skeletal Podzol*) z Waksmundzkiego Wierchu, fot. M. Drewnik



Fig. 10. *Dystric Leptosol* profile from the Dolina Pięciu Stawów Polskich valley, phot. M. Drewnik • Profil glebowy (*Dystric Leptosol*) z Doliny Pięciu Stawów Polskich, fot. M. Drewnik

Skeletal) prevail within rocky areas. *Fluvisols* (along rivers), *Gleysols* (within wet areas) and *Histosols* (within the peat areas) occupy relatively small areas.

Secondly, there is well-developed vertical zonation of soils in the Tatra Mts. The occurrence of specific humus horizons, that are characteristic of particular vertical belts, prove the role of climate and vegetation during the development of soils. Thirdly, the contribution of morphogenetic processes in the forming of the soil cover within some areas is significant. Within mass movement processes, we can distinguish (1) rapid mass wasting and (2) slow mass wasting (Kotarba, *et al.*, 1987). The rapid mass wasting processes (*a.o.* rock falls, debris flows, debris slides) completely destroy the soil profile and, as a result, modify soil cover (soil distribution), while the slow mass wasting processes (*a.o.* soil creep, solifluction, gelifluction) deform only the soil body (Drewnik, 2006).

The northern Carpathians, including the Tatra Mts are distinctly exposed to pollution (Grodzińska & Szarek-Lukaszewska, 1997), although there are no significant signs of chemical damage of soils by atmospheric pollution. There is a problem of soil erosion along tourist paths within the most popular areas (Skiba, 2006).

Strong correlation between soils and the Tatric flora can be noticed. Weak developed, shallow soils (*Lithic Leptosols*) are inhabited by pioneer vegetation. Deeply enrooted plant cover *Regosols*, *e.g.* dwarf pine, which can be observed on block fields (Fig. 6). Spruce forests and also dwarf pine and grass communities occur on *Podzolic Leptosols*. Soils upon the calcareous rocks (*Rendzinas*, *Rendzic Leptosols*, *Calcaric*



Fig. 11. Middle Triassic (Anisian) limestones beneath Liliowe Pass with rillenkarren, soil horizon and dwarf pines at top, phot. M. Drewnik • Wapienie środkowego Triasu (Anizyku) poniżej przełęczy Liliowe ze żłóbkami krasowymi, poziomem glebowym i kosówkami na górze, fot. M. Drewnik

Cambisols are rich in nutrients (micro- and macro-elements) available for plants (Fig. 11). This soils are inhabited by spruce forest, dwarf pine, grass communities and mixed forest. Podzols are correlated with acidophilic plants (e.g. coniferous forest), weakly developed podzolic soils (*Podzolic Leptosols*) are covered by dwarf pine and grass plants.

During the fieldtrip we will observe few types of soils:

- podzols developed on crystalline rocks under grass communities on the Beskid Mt. (Stop 3),
- soils deformed by mass movements on the Liliowe pass (Stop 4),
- rendzinas on limestones (Stop 6) also covered by the grass communities of the alpine zone.

Description of the stops

Stop 1. Kuźnice. The Cabin Aerial Ropeway to Mt. Kasprowy Wierch

Stop 1 is located in Kuźnice in the Bystra Woda (“Swift Water”) valley, historical center of the iron industry in the nineteenth century, by the terminal of the cableway to the Mt. Kasprowy Wierch. We have crossed a border of the Podhale Trough and the Tatra Mts some 0.5 km past the last roundabout on our way to Kuźnice. Northern border of the half-horst of the Tatras, however distinct in morphology, has not a fault origin. It is rather a homocline. A strong geomorphologic contrast stems from a big difference in susceptibility to erosion of the rocks of Nummulitic Eocene beds and the Križna Nappe and shaly mudstone interbedded with thin sandstone, that infill the Podhale Trough (flysch deposits of the Central Carpathian Paleogene).

The valley slopes around are cut within the rocks of the Križna Nappe. Broad saddle of Nosalowa pass (morphological depression N of Nosal at Kasprowy - Zakopane section; Fig. 12) is situated east of us. Middle Triassic thick bedded limestone and dolomite belonging to the Križna Nappe build white cliff of the Nosal Mt., visible in NE direction, at the right slope of the valley. Gentle forested slopes near the cableway station and around the Nosalowa pass are cut within thin bedded deposits of Upper Triassic and Lowermost Jurassic age, which are much less resistant to weathering. These are red mudstone with sandstone and dolomite intercalations (Carpathian Keuper), dark limestone interbedded by black shale (Rhaetian), shaly mudstone with greenish sandstone and organodetrital limestone (Gresten facies, Hettangian).

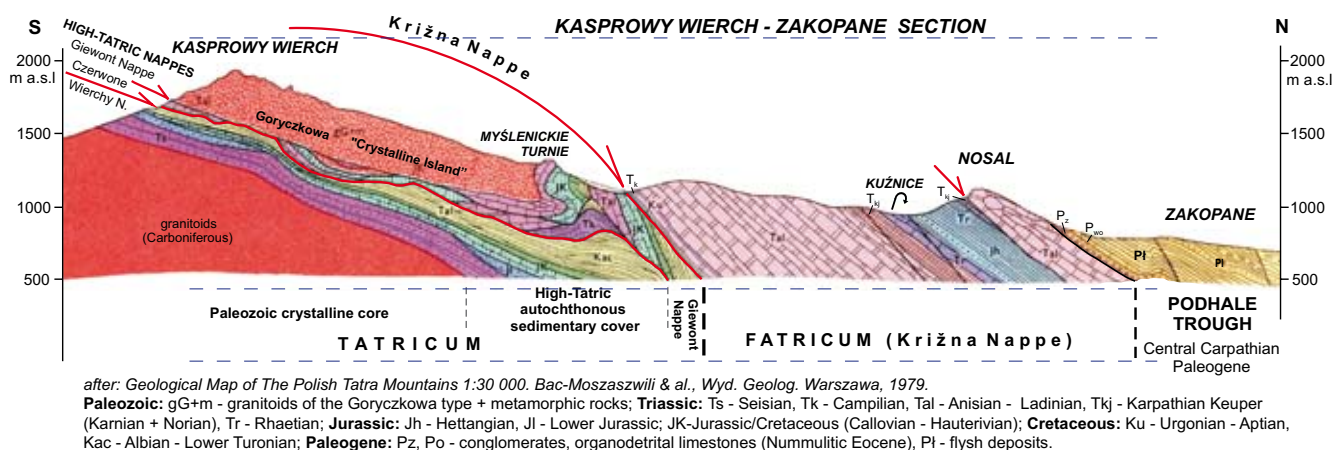


Fig. 12. Geological section Kasprowy Wierch Peak – Zakopane (from: Bac-Moszaszwili et al., 1979; supplemented) • Przekrój geologiczny Kasprowy Wierch – Zakopane (z: Bac-Moszaszwili et al., 1979; uzupełnione)

Wiek skał. Paleozoic: gG+m – granitoidy typu Goryczkowej i skały metamorficzne; Trias: Ts – Seis, Tk – Kampil, Tal – Anizyk i Ladin, Tkj – Kajper karpacki (Karnik i Noryk), Tr – Retyk; Jura: Jh – Hetanż, JI – Jura dolna nierozdzielona; J/K – Jura/Kreda (Kelowej – Hoteryw); Kreda: Ku – Urgan – Apt, Kac – Alb – dolny Turon; Paleogen: Pz, Po – zlepienie, wapie nie organodetrytyczne; PI – utwory fliszowe

Jednostki tektoniczne. Tatricum: Paleozoic crystalline core – Paleozoiczny trzon krystaliczny (granitoids – granitoidy, Carboniferous – Karbon), High-Tatric autochthonous sedimentary cover – Wierchowa autochtoniczna pokrywa osadowa, High-Tatric Nappes – Płazczowiny Wierchowe: Czerwone Wierchy N. – Płazczowina Czerwonych Wierchów, Giewont Nappe – Płazczowina Giewontu (Goryczkowa Crystalline Island – Wyspa krystaliczna Goryczkowej). Fatricum: Križna Nappe – Płazczowina Križniańska; Central Carpathian Paleogene – Paleogen Centralnokarpacki, Podhale Trough – Zapadlisko Podhala

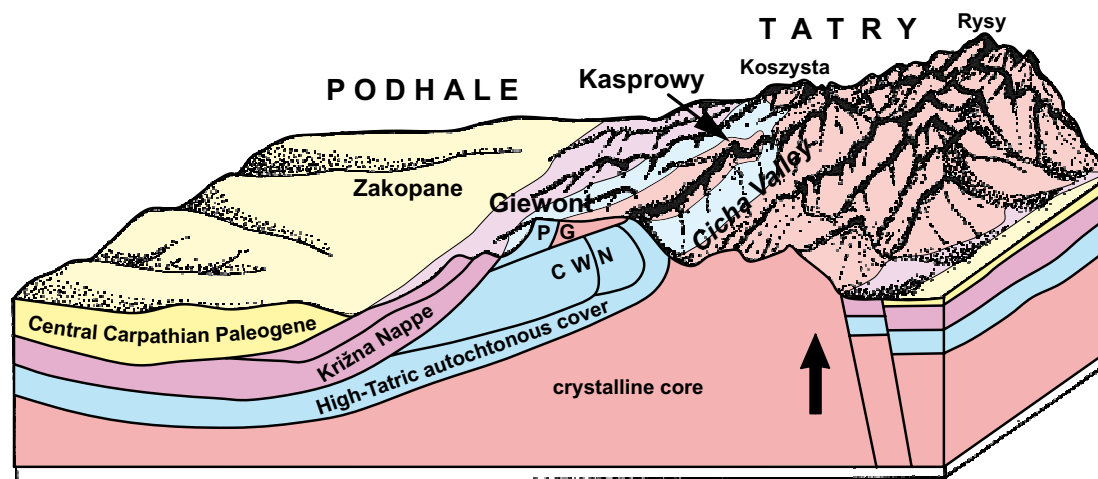


Fig. 13. Middle part of the Tatra Mts. (Goryczkova Depression sector) in the Early Pleistocene after Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak (1992, supplemented). CWN – Czerwone Wierchy Nappe; GN – Giewont Nappe • Środkowa część Tatr (na odcinku Depresji Goryczkowej) we wczesnym Plejstocenie wg Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak (1992, uzupełnione). CWN – Płaszczyzna Czerwonych Wierchów; GN – Płaszczyzna Giewontu (pozostałe jak na Fig. 12)

Flat and relatively broad valley floor, now built up of alluvial pebble, gravel and sand, marks probably terminal depression of the Bystra valley glacier. This dendrite glacier, with area of *ca* 4,000 hectares at its maximum extent, collected ice streams coming from 5 valleys (see Fig. 2). Terminal moraine has been washed out by the proglacial rivers in the Late Würm and has not preserved. Low forested ridge on the right of the Nosalowa Pass is a lateral moraine of the glacier. It is worthy noting, that lower part of the Kondratowa valley has not been glaciated. Lateral moraine of the Sucha Kondracka valley glacier (Kalatówki mountain hotel, well seen from the cable car, is located on its ridge) dammed the proglacial lake, now entirely infilled with sediments. Small mountain hut is visible close to its ancient shore line.

From Kuźnice the cableway crosses diagonally Bystra Woda valley going first to middle station on the Myślenickie Turnie Peak, built of carbonate rocks of the upper High Tatric (Giewont) Nappe. The boundary with the Križna Nappe is hidden under glacial deposits covering the valley floor just before the station. On both sides of the valley Giewont Nappe starts with a high cliff composed of massive limestones of the Middle Jurassic - Lower Cretaceous (Bajocian - Aptian) age, dipping at high angle to the north. Giewont Mt. - the most famous mountain in Poland is visible to the West. Its northern wall "hanging" over Zakopane results from another distinct contrast in resistance to weathering between Tatric rocks, in this case between High Tatric and Križna rocks. The latter are usually thin-bedded mudstones, sandstones, marls and limestones (Fig. 7). Only Middle Triassic Križna deposits contain (as in the High Tatric series) medium bedded to massive carbonates (mostly dolomites). However, they are intensely cracked and erode easily. This is due to brittle behavior of the dolomites, which subjected to the tectonic deformations during the nappe folding, form tectonic breccia.

Characteristic escarpment of the front of Giewont Nappe extends from Giewont through Myślenickie Turnie to the east Side of Bystra Woda valley and to Zawrat Kasprowy Ridge, well seen from the upper section of the cableway to the Mt. Kaspro-

wy Wierch. The slopes above Myślenickie Turnie up to the summit of Kasprowy Wierch are built-up of granitoids of the Goryczkova Crystalline Island (Fig. 12). Sedimentary strata we will meet again far from the Myślenickie Turnie, behind Mt. Kasprowy Wierch and Beskid on the Liliowe Pass (stop 4).

Stop 2. Kasprowy Wierch Peak

Kasprowy Wierch is situated on the Polish-Slovakian border, within lowered part of the main crest, corresponding to the Goryczkova Depression of the Tatra core (Fig. 13).

To the south it slopes down to the Cicha ("Silent") valley, leading to the Liptov Basin. The ridge running from the peak to NE divides Bystra Woda valley from another main valley named Sucha Woda ("Dry Water"). The name given by highlanders centuries ago reflects the water disappearing in numerous sinkholes leaving large parts of the stream bed dry. Upper part of the Sucha Woda valley east of the Mt. Kasprowy Wierch has original name Hala Gąsienicowa ("hala" means seasonal mountain pasture; Alm in the Alps), and is often called improperly Gąsienicowa valley by the tourists. We will visit it on the way down from Stop 5.

In the far south and north backgrounds Neogene troughs which border the Tatra semi-horst from both sides can be seen. Recently only flat northwestern part of Podhale region called Orava-Nowy Targ Basin is subsiding. White cliff of the most prominent Trzy Korony ("Three Crowns") Peak (Pieniny Klippen Belt) is seen to the north-east, below summits of the Outer Carpathians.

The Kasprowy Wierch area is located within the Goryczkova Crystalline Island – a huge block cut off the Tatra core and moved northward at base of upper High Tatric – Giewont Nappe. The Island extends to the east to Beskid Mt. (stop 3), to the west through Goryczkowe Wierchy Peaks to the Kopa Kondracka Mt. (Fig. 13) and northward to the southern slope of Mt. Giewont. Mesozoic strata underlying the Island – autochthonous High Tatric cover and extremely reduced Lower High Tatric (Czerwony Wierchy) Nappe – crop out above the Cicha valley, at middle part of its southern slope, between Beskid and Kopa Kondracka.

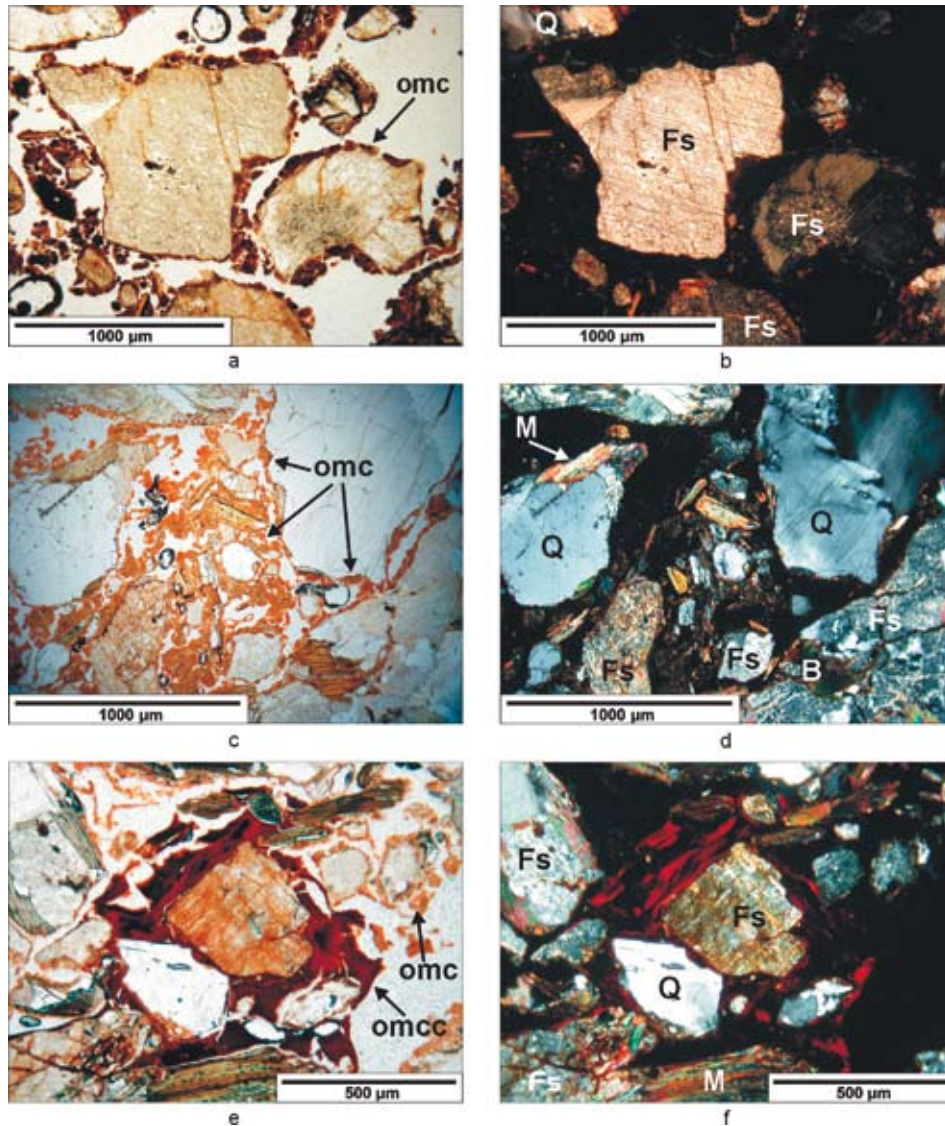


Fig. 14. Podzolisations pedofeatures in soil (undisturbed soil samples, thin sections approx. 25-30 μm ; a, c, e – plane polarized light; b, d, f – crossed nicols) (from Drewnik, 2008):

a, b – mineral grains (Q – quartz, Fs – feldspars) with organic-iron coating (omc); spodic horizon in profile GR8 (B2hs horizon); c, d – cementation of soil material in spodic horizon in profile GR7 (3Bhs horizon) (organic-iron coating – omc); e, f – clay coatings enriched in iron oxides (omcc) within lower part of spodic horizon in profile GR7 (3BCs horizon), typical organic-iron coatings (omc) are also visible (Fs – feldspars, Q – quartz, M – micas).

Cechy bielcowania w glebie (próbki glebowe o nienaruszonej strukturze, cienkie płytki o grubości około 25-30 μm ; a, c, e – światło spolaryzowane równolegle; b, d, f – polaryzatory skrzyżowane) (z pracy: Drewnik, 2008): a, b – poziom *spodic* w profilu GR8 (B2hs); ziarna mineralne (Q – kwarc, Fs – skalenie) pokryte naciekami organiczno-żelazistymi (omc); c, d – scementowanie materiału glebowego w poziomie *spodic* profilu GR7 (3Bhs) (iluwium organiczno-żelaziste – omc); e, f – nacieki ilasto-żelaziste (omcc) w spągowej części poziomu *spodic* w profilu GR7 (3BCs); widoczne również typowe nacieki organiczno-żelaziste (omc) (Fs – skalenie, Q – kwarc, M – miki)

This part of the valley is better seen from next stops (see photos in Felisiak, this volume). The overthrust of the Goryczkowa Crystalline Island is also exposed to the north of the main crest at eastern slope of Beskid Mt., and will be traced on our way down from stop 4 to stop 6 (see map on Fig. 1).

The rocks of the Goryczkowa Crystalline Island show a great variability. They consist of granitoids (from tonalite to alaskite), paragneisses, orthogneisses, migmatites, subordinately amphibolites and biotite schists, pegmatites – changing from site to site. For example, the north face of Mt. Kasprowy Wierch is so precipitous due to glacial cut of very resistant

granodiorites. These are similar to typical High-Tatra granodiorite and appear again in the eastern cliff of Beskid Mt. (Stop 3) – whereas the main crest between these summits is built of gneiss and biotite schist with pegmatite dykes and amphibolite, poorly exposed along the path.

Valleys north of the main ridge were strongly glaciated during the Würm glaciation and, probably, during older glaciations, whereas huge valley south of it (Cicha valley) had only two small cirque glaciers in its uppermost parts. This is probably due to a deep cut of the latter during the pre-glacial epoch, whilst the former experienced far less erosion. The

reason was in substantial differences in the resistance of the rocks N and S of the main ridge: respectively, mostly granitoids and mostly sedimentary.

Stop 3. Beskid Mt.

Podzolization in the alpine environment

The main soil-forming process in soils developed on granitoids, metamorphic gneiss, and schist and on the crystalline moraines is podzolization (Skiba, 1977). The mineral composition of soils reflects the properties of parent rock *R* (quartz, feldspars, mica, and others). Mainly mica, chlorite, hydroxyinterlayered and vermiculite compose clay fraction. Low concentration of quartz, feldspars and kaolinite also occur. The greater part of layer phyllosilicates is inherited from parent rock by disintegration of larger grains of micas and chlorite. The neoformation of kaolinite from soil solution rich in Al and Si were reported (Skiba, M., 2001). Further, detailed information of mineral formation during podzolization in the Tatra Mts were published by M. Skiba (2007). The characteristic features of the mountains *Podzols* (using the Tatra Mts as an example), unlike lowlands' *Podzols*, are: (1) lack of well-developed eluvic horizon *E*, (2) high content of organic matter within illuvial horizons *B* and *BC*, and (3) strongly developed illuvial coatings within *B*-horizon. The coating, consist of amorphous organic matter and Fe-, Al-compounds, encircle the mineral grains (Fig. 14).

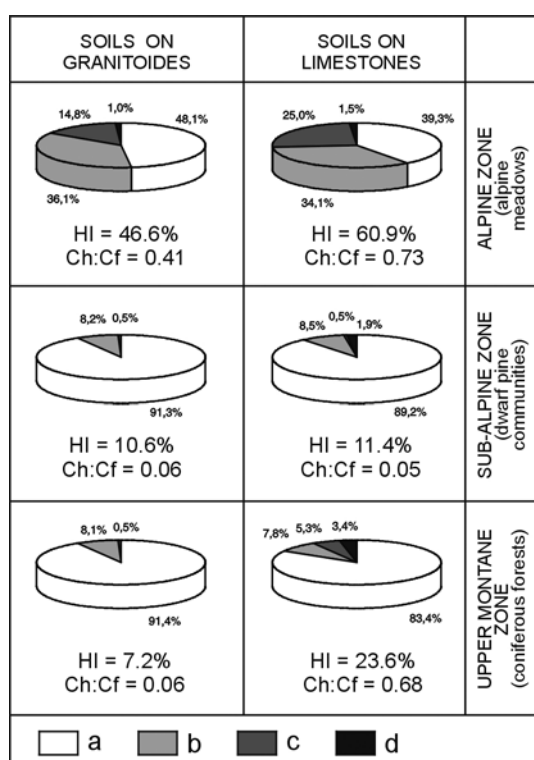


Fig. 15. The composition of humus compounds along vertical zonality due to parent rock; a – non-humus organic particles, b – fulvic acids, c - humic acids, d – humines (according to data from: Drewnik, 2006) • Skład połączeń próchnicowych w poszczególnych piętrach geoekologicznych z uwzględnieniem skały macierzystej gleby; a – residuum – części niepróchnicowe, b – kwasy fulwowe, c – kwasy huminowe, d – huminy (według danych zawartych w pracy: Drewnik, 2008)

Humus in the alpine zone

In the Tatras within alpine zone soils muck-like organic matter of the alpine moder type occurs (Drewnik, 2006). It is characterized by humus horizons more than 10 cm thick (except for eroded places), and a concentration of organic carbon from more than 100 mg g⁻¹. The organic matter is poorly bound with the mineral parts, and the humification index (HI) expressed as content is varied (10-60%) (Fig. 15). Moreover the formation of thick and very acid humus horizons (with high content of fulvic acids) shapes the intensity of weathering within top part of solum.

The specific morphological and chemical features of humus horizons in mountains soils are a result of influence of harsh climatic conditions, which shape the intensity of microbiological processes in soils (humification, mineralization). The measurements of the amount of decomposed cellulose in soils (Drewnik, *l.c.*) indicate that the amount is linked to the climatic features which change with altitude above sea level. The rate of decomposition of cellulose decreases with altitude above sea level, though it is the slowest in the soils of the subalpine zone developed under dwarf pine thickets. In the soils representing the grass communities of the alpine zone, the decomposition was more rapid. This can be explained by the edaphic conditions, and the relatively high vulnerability of dead plant parts to decomposition (Drewnik, *l.c.*).

Parent rock primary and accessory minerals during podzolization

Main weathering features in the soil are rock and mineral fracturing, dissolution, transformation and precipitation of new phases. Primary magmatic minerals occur in crushed and fractured rock fragments or mineral grains of different size. The smallest mineral particles with organic matter and amorphous phases form aggregates or sometimes rims around bigger rock particles. The degree of mineral dissolution is different for different minerals and depends also on hydrothermal alteration of primary magmatic minerals. The order of stability for rock-forming minerals is (from the most resistant mineral): quartz > muscovite > K-feldspar > Na-plagioclase > sericitized K-feldspar > biotite > Ca-plagioclase. Some accessory minerals are being decomposed simultaneously with rock-forming minerals. Two stability orders were established depending on soil pH. For pH<4: zircon > rutile > monazite > magnetite > Fe&Ti oxides > epidote > apatite; pH~5: zircon > rutile > epidote > monazite > magnetite > apatite > Fe&Ti oxides. Characteristic dissolution microtextures on surfaces of different minerals can be noticed (Fig. 16). In spite of dissolution of biotite/chlorite plates transformation into clay minerals was observed. Precipitation of amorphous Fe-compounds, clay coatings around mineral grains and crystallization of florenzite-like mineral (CeAl₃(PO₄)₂(OH)₆) were described in podzolic soils in the Tatra Mts. Layer silicates dissolution, transformation and precipitation is described in details by M. Skiba (2007).

Stop 4. Liliowe Pass

The Liliowe Pass is cut within the Mesozoic strata underlying the Goryczkowa Crystalline Island. First sedimentary rock met on the way down from Mt. Beskid is almost black Middle

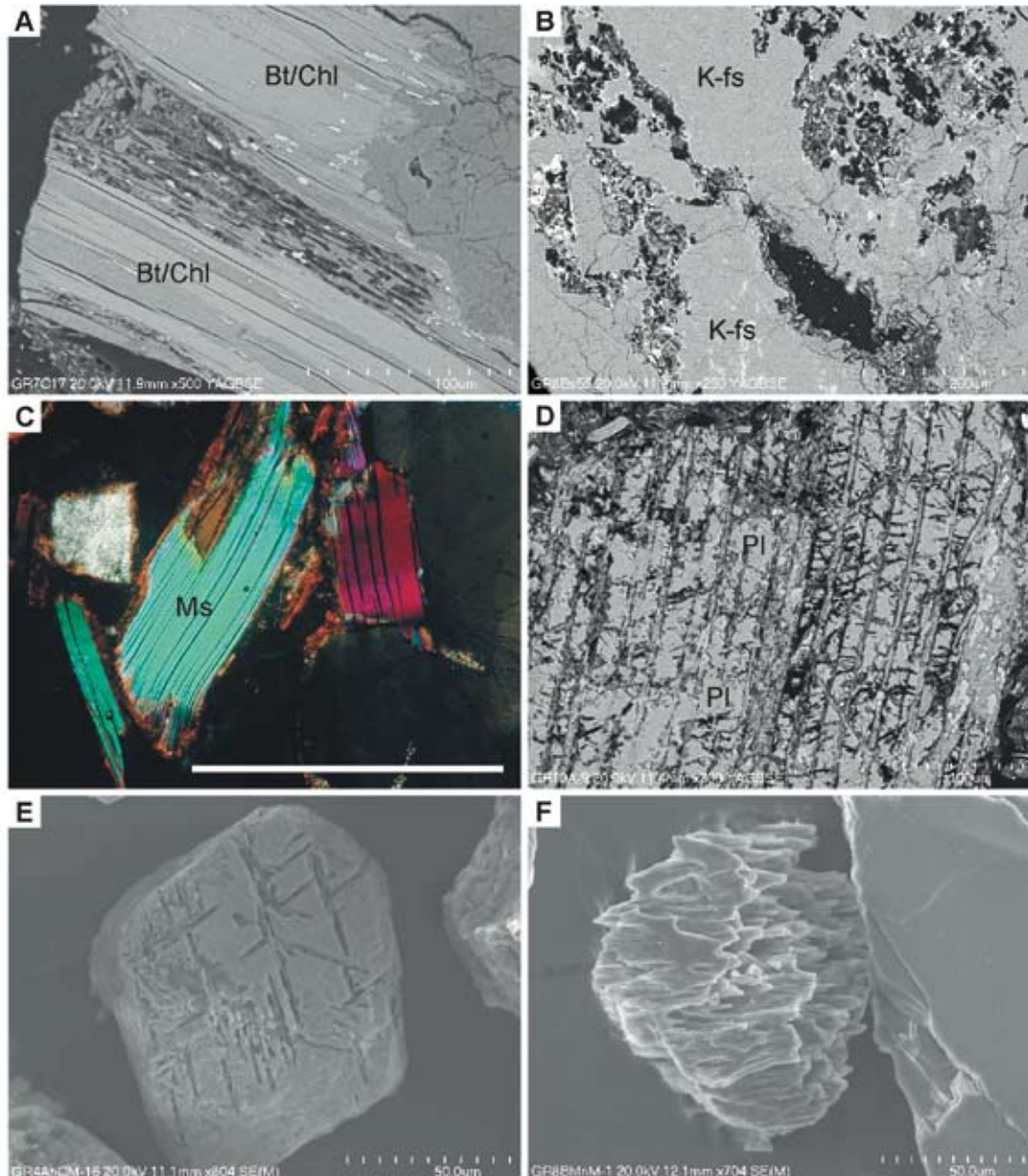


Fig. 16. Dissolution microtextures of soil minerals in the soil thin sections and as separated grains: A. Dissolved chloritized biotite (Bt/Chl), scanning SEM BSE image (electron microscope image, back scattered electrons); B. Deep, irregular weathering holes in K-feldspar grain (K-fs), SEM BSE image; C. Microphotograph of weakly weathered muscovite (Ms), crossed nicols, scale bar corresponds to 1 mm; D. Plagioclase (Pl) dissolved along cleavage directions SEM BSE image; E. Dissolution microtextures on magnetite grain, SEM SE (secondary electrons) image; F. Strongly dissolved apatite, SEM SE image.

Mikrotekstury wietrzeniowe minerałów w glebie w płytkach cienkich i preparatach nasypowych: A. Rozpuszczony zchlorytowany biotyt (Bt/Chl), obraz SEM BSE (skaningowy mikroskop elektronowy, obraz przy użyciu elektronów wstecznie rozproszonych); B. Głębokie, nieregularne kanały w ziarnie skalenia potasowego (K-fs), obraz SEM BSE; C. Zdjęcie mikroskopowe słabo zwietrzałego muskowitu (Ms), skrzyżowane nikole, odcinek skali odpowiada 1 mm; D. Plagioklaz (Pl) rozpuszczony wzdłuż powierzchni łupliwości, obraz SEM BSE; E. Tekstury wietrzeniowe na powierzchni ziarna magnatytu, obraz SEM SE (obraz przy użyciu elektronów wtórnych); F. Silnie zwietrzały apatyt, obraz SEM SE

Triassic limestone of lower High Tatric (Czerwone Wierchy) Nappe. This nappe was strongly tectonically reduced during thrusting and is represented only by detached single blocks near the path. The underlying High Tatric autochthonous deposits are thicker but also intensely syndimentary and tectonically reduced. Broad saddle of the pass developed on easily weathering rocks: Albian - Cenomanian marls (Western part) and of upper Seisian thin to medium bedded red sandstone and mudstone (eastern part; see Fig. 17). Narrow belt of Lower

Jurassic quartzite and Upper Jurassic to Lower Cretaceous (Urgonian) light grey limestone separates those soft sediments, forming a gentle elevation in the middle of the pass. The limestone is karstified with rillenkareen on the rock surfaces. Deep cracks parallel to the crest (trending E-W) divide them into blocks of a few meters in diameter. They are the ridge trenches generated by mass movements in the early post-glacial time. In this case they are relatively small. The biggest are known in the Western Tatras and are up to 1 km long.

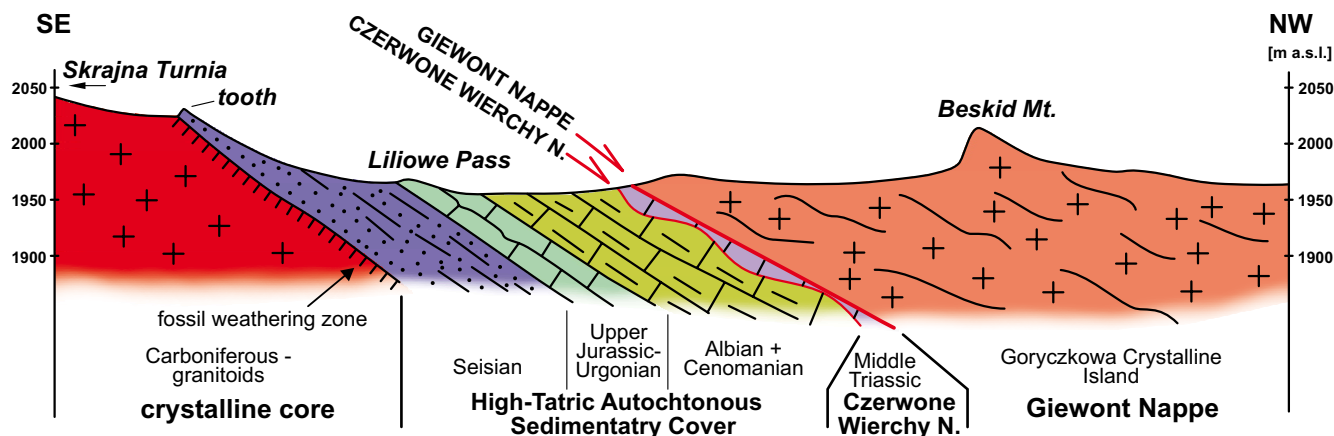


Fig. 17. Geological section along the main crest near Liliowe Pass (by I. Felisiak). • Przekrój geologiczny wzdłuż grani głównej w rejonie przełęczy Liliowe (wg I. Felisiaka). objaśnienia: tooth – ząb, fossil weathering zone – kopalna strefa wietrzenia (pozostałe jak na Fig. 12)

Solifluction

Slow downslope movement processes are ubiquitous on mature slopes in the Tatras. Particular attention should be paid to the contribution of frost phenomena in soils, because freeze-thaw cycles play a crucial role in mass movement processes. These processes may lead to significant geomorphic change, accompanied by deformation of soils. The occurrence of small cryogenic forms (thufurs) were reported (Jahn, 1958, 1979; Midriak, 1972; Oleksynowa & Skiba, 1976, 1977; Kotarba, *et al.*, 1987), while the occurrence of permafrost is still discussed (Baranowski, *et al.*, 2005; Dobiński, 2005). The non-glaciated parts of the Tatra Mts were affected by periglacial conditions during Pleistocene until the Early Holocene. Above the upper timberline, within the alpine zone, the rapid and slow mass wasting processes are ubiquitous. The distribution of particular geomorphologic processes and – as a consequence – geomorphologic influence on soils depends on local differentiation of relief development.

It is necessary to take into account processes as: *creep*, *solifluction*, and *gelifluction*. These terms, as well as corresponding morphological forms, have not yet been defined unequivocally (Matsuoka, 2001). In modern understanding,

solifluction precludes rapid slope failures that reflect slide or flow over a shear plane, such as active-layer detachment slides. Therefore, *solifluction* represents collectively the slow mass wasting, associated with freeze-thaw action and it is classified into four types – including *gelifluction* (Matsuoka, *l.c.*). These processes are common within periglacial environments (Elliot & Worsley, 1999; Gorbunov & Seversky, 1999; Hugenholz & Lewkowicz, 2002; Ridefelt & Boelhouwers, 2006).

There are only several places, where *solifluction* lobes in the Tatra Mts occur (including Liliowe pass). The characteristic places can be described as gentle slopes (usually below 10°) where granitoides adjoin shales. The internal morphology of the form (Fig. 18) suggests, that two buried humus horizons and several geological layers occur. The form has certain features, among others: the asymmetrical shape in the oblong profile and the deflation hollow above them.

In comparison to typical periglacial environments (Bertran, *et al.*, 1995; Kinnard & Lewkowicz, 2006; Nyberg, 1993), the lobes in the Tatra Mts are relatively small. The occurrence of lobes in this area probably depends on the high heterogeneity of the regolith texture (Fig. 19).



Fig. 18. Soil profile from Liliowe pass, phot. M. Drewnik • Profil glebowy z przełęczy Liliowe, fot. M. Drewnik

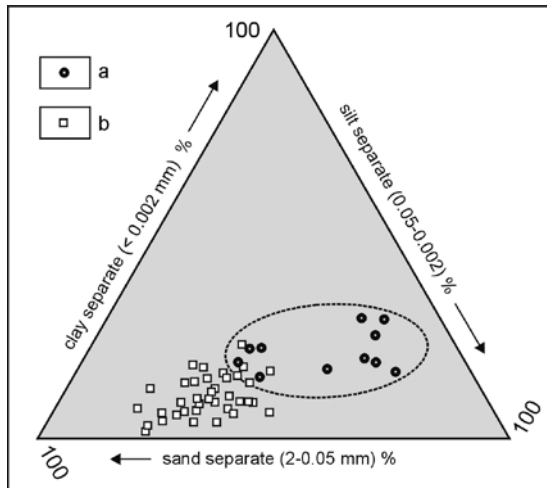
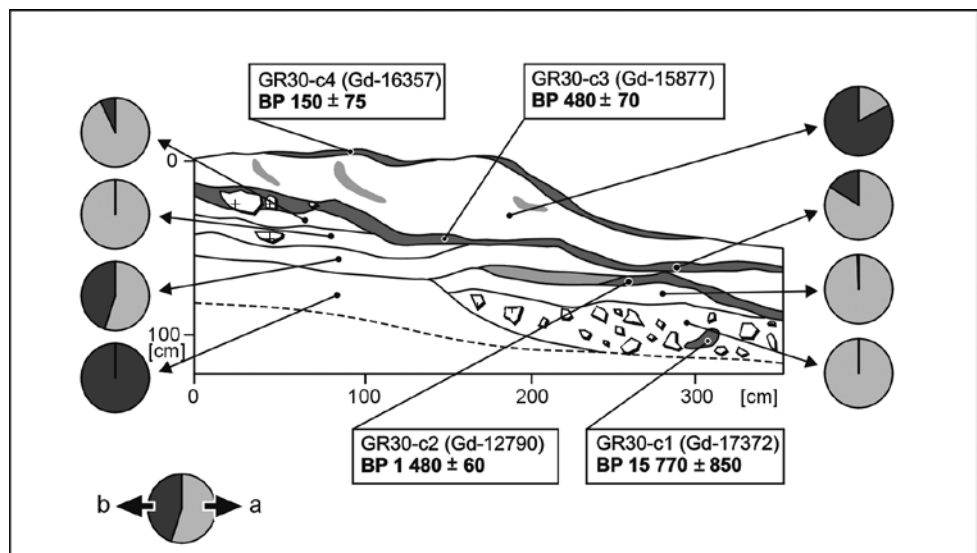


Fig. 19. Texture of soils; a – soil developed within solifluction lobe (profile GR30, Liliowe pass), b – other soils (from Drewnik, 2008)
 • Uziarnienie materiału glebowego; a – gleba wykształcona w łobie soliflukcyjnym (profil GR30, przełęcz Liliowe), b – inne gleby (z pracy: Drewnik, 2008)

This heterogeneity facilitates processes such as solifluction or gelifluction (Kinnard & Lewkowicz, *l.c.*). Another intrinsic soil feature is the relatively low bulk density thus relatively high porosity which traps water and plays a significant role in the formation of lobes (Bertran, 1993). The radiocarbon dating of buried humus (Fig. 20) confirms that there are no favorable conditions for the solifluction process within the alpine zone in the Tatra Mts. There is a problem in the recognizing of the mechanism of the material moving in the lobes.

Micromorphological pedofeatures prove the contribution of frost phenomena (Fig. 21) (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004). Other features attest to the occurrence of several layers (geological, not pedogenic) within the profile. It is likely that the origin of the presented lobe is related to the mechanism of movement on the border between solifluction and the flow or massive sliding (with the mixing of material). Probably the best statement is *gelifluction* according to Matusoka (2001), because of the preservation of the buried humus horizons.

Fig. 20. Results of radiocarbon dating and rock fragments lithology as percent of weight within solifluction lobe (profile GR30, Liliowe pass); rock fragments = 100 %; a – granitoides, b – shales (from: Drewnik, 2008)
 • Wyniki datowania metodą węgla radioaktywnego oraz skład petrograficzny części szkieletowych w procentach wagowych w łobie soliflukcyjnym (profil GR30 - przełęcz Liliowe); części szkieletowe = 100%; a – granitoidy, b – łupki (z pracy: Drewnik, 2008)



The genesis of the hollow is connected to the disruption of humus horizons during the transfer of material. Therefore, it suggests relatively rapid mass movements. The occurrence of deflation hollows creates the higher differentiation of edaphic conditions within area, where lobes occur. Moreover, this phenomenon is conducive to secondary geomorphic processes such as wind erosion and fluvial erosion.

Stop 5. Skrajna Turnia

From the Liliowe Pass we proceed towards SE over coarse debris of red quartzite sandstone of Seisian (Early Triassic) age, dipping to N. Roughly 50 m above the pass the ridge gets horizontal and path crosses the sandstone of the lowermost Seiss, which forms a characteristic rock tooth (Fig. 22). The Seisian sandstone is the hardest rock in the Tatras. Distinctly bedded red sandstone is coarse grained and contains pebbles of crystalline rocks. They are underlain by pink pegmatite granite disintegrated to a depth of 3-4 meters into angular fine grained particles. This fossil Early Triassic weathering zone of the crystalline core crops out above another small ridge trench, running below the crest along its NE side.

Stop 6. Anisian limestone

From Skrajna Turnia we come back to Liliowe Pass and descend northwards to Hala Gąsienicowa, following a belt of Mesozoic strata separating crystalline rocks of the core on the right (east) from the crystalline rocks of the base of the Giewont Nappe (Goryczkowa Crystalline Island) on the left. 200 m below the pass we reach small crag (Fig. 11) built of Anisian (Middle Triassic) limestones, belonging to lower High Tatric (Czerwone Wierchy) Nappe.

Rendzinas (from Polish: rędzina)

The properties of soils formed on different carbonate rocks (*Rendzic Leptosols, Calcaric Leptosols*) have some common certain features. They are: loamy texture (grain composition), usually considerable amount of skeleton (stones and gravels), well-developed angular or subangular structure, alkaline or neutral pH, high level of base saturation. Within the mountain

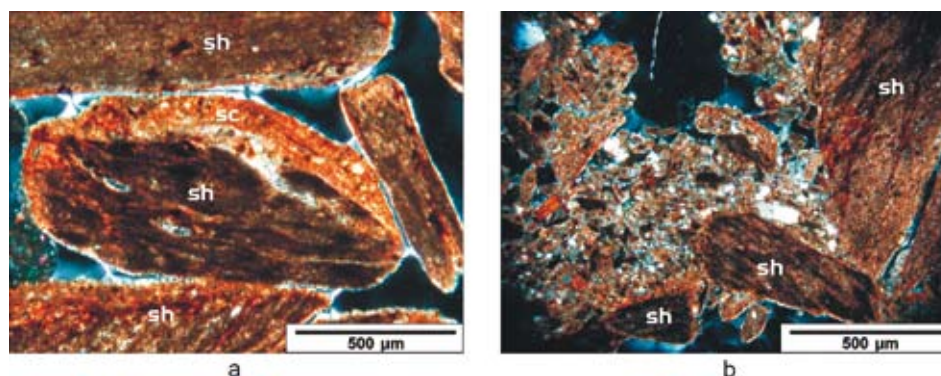


Fig. 21. Cryogenic microforms in the solifluction lobe (GR 30 profile, Liliowe pass); *clay-silt capping* (*sc*) on the surface of shale (*sh*) (figure a) and random oriented clay-silt material deposited within bottom part of lobe (figure b) (6BC1 horizon); crossed polarizers (from: Drewnik, 2008) • Mikroformy kriogeniczne w lobie soliflukcyjnym (profil GR30, przełęcz Liliowe); nacieki iłowo-pyłowe (*clay-silt capping* – *sc*) na powierzchni fragmentów łupka (*sh*) (rycina a) oraz materiał iłowy i pyłowy przemieszczony i chaotycznie zdeponowany w niższej części lobu (poziom 6BC1); polaryzatory skrzyżowane (z pracy: Drewnik, 2008)

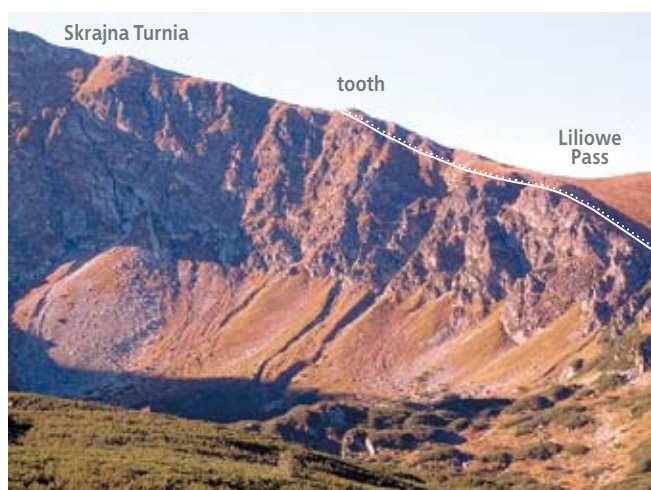


Fig. 22. Skrajna Turnia and Liliowe Pass from the way to Karb Col. Notice scree rampart at foot of Skrajna Turnia. Dotted line points sedimentary contact of Seissian quartzite with crystalline basement, phot. M. Drewnik • Skrajna Turnia i przełęcz Liliowe z drogi na przełęcz Karb. Wykropkowano kontakt kwarcytów wczesnego Triasu z trzonem krystalicznym. Pod ścianą widoczne hałdy usypiskowe, fot. M. Drewnik



Fig. 23. Sinkhole, phot. I. Felisiak • Lej krasowy reprodukowany w utworach morenowych i jednocześnie czynny ponor („łykawiec”), fot. I. Felisiak

areas the morphology and properties of the humus horizons deserve particular attention, because these part of soil profile strongly depends on the climate and vegetation.

The peculiarity of mountainous rendzinas

The soils with very well developed ectohumus horizons – *tangelmor* (after Bochter & Zech, 1985) occur under dwarf pine thickets in the subalpine zone. The raw humus (*Ofh*) horizons, together with the *Oh*- and *Ah*-horizons, are more than 30 cm thick. They contain more than 300 mg g⁻¹ of organic carbon. Within this geocological zone, the parent material does not influence the properties of soil humus. Organic matter occurs mainly within the free fraction, regardless the parent material within those horizons. The C:N ratio is around 30. The humification index (HI) is very low – approximately 10% (Fig. 15).

The above mentioned ectohumus horizons (consisting of raw humus) are responsible for uncommon soil properties. In

spite of calcareous parent rock the soils are generally very acidic in the sub-alpine zone, particularly within top ca. 0-30 cm, which strongly shape the edaphic conditions.

Stop 7. Sinkhole

Below the exposure of the Anisian limestone the path descends to the valley floor where Mesozoic strata are usually hidden underneath moraine deposits. At Hala Gąsienicowa Alp (up to Murowaniec hut) they are in majority intensely karstified massive Upper Jurassic to Lower Cretaceous (Urgonian) limestones of the High Tatric Nappes. Some karst pits or other karst conduits opened to the surface of the limestones reproduced on the surface within overlying glacial deposits, forming numerous, actually mostly dry sinkholes or small dolines. Some of them are active swallow holes, as the presented one (Fig. 23). It drains Sucha Woda stream towards west, perpendicularly to local watershed. This underground drainage system runs to the big karst spring Wywierzyisko Goryczkowe in the Bystra Woda valley (at the foot of Myślenickie Turnie). It is parallel to the contact of High Tatric Nappes with the Križna Nappe, build here mostly of non-karstifying rocks. Similar phenomenon occurs in the middle part of the Sucha Woda valley drained westward underneath the local watershed to Wywierzyisko Olczyskie (for location see map on Fig. 1).



Fig. 24. Terminal and lateral moraines of the maximum Würm stage in the lower part of the Sucha Woda valley. Explanations as in Fig. 4. Base ortophotomap: Małopolski Urząd Marszałkowski (<http://mapy.wrotamalopolski.pl/wrotamalopolski.htm>) • Końcowe i boczne moreny lodowca maksimum Würm w dolnej części Doliny Suchej Wody. Objasnienia jak na fig. 4. Podkład: ortofotomapa z portalu Małopolskiego Urzędu Marszałkowskiego (<http://mapy.wrotamalopolski.pl/wrotamalopolski.htm>).

Through Dolina Stawów Gąsienicowych valley

On a whole way from Mt. Kasprowy Wierch (stop 2) to Karb Col (Stop 8) we can watch impressive mountainous landscape shaped by young glaciation. The valley floor is covered by debris and blocks of various origin: gravitational (scree) or glacial (melt-out rock debris or residuum of surface moraine). Barren granitoid rock smoothed out by the glacier exposes in elevations (*roches moutonnées*). Unfortunately, grooving or striations are rare. Numerous lakes are formed in the terminal depressions mostly of stages 'g' and 'h' (see Tab. 2 and Fig. 3). They are dammed by the bedrock ridges ("riegels") and (or) ridges of terminal moraines.

Bottom sediments rich in organic matter of some lakes were dated with the use of the radiocarbon (^{14}C). The dates obtained (10,040 \pm 150 years BP from Zielony Staw lake and 10,190 \pm 300 years BP from gyttja from Kurtkowiec Lake; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001) point to Late Würm – Early Holocene age of the sediments and, thus, final deglaciation of the depressions of both lakes (stage 'h').

This part of the valley floor is located on a relatively big altitude (ca 1,600 – 1,900 m a.s.l.) within "alpine periglacial zone" and therefore susceptible to the contemporary frost action (as it certainly was during the glacial epoch, in parts

free of ice). Some frost processes are still active. They are, e.g.: multi-annual and seasonal ground freezing, frost sorting, cryoturbation, frost shattering, frost jacking. Small thufurs, patterned ground and block fields can be seen as their result. Problems dealing with the occurrence (or not) of solifluction has been discussed above.

Stop 8. Karb Col

Passes, cols and gullies are carved within mylonites and cataclasites of fault zones in areas built of crystalline rocks. On the Karb Col granitoids seems to be unchanged and only greenish shade of the rock indicates chloritization. Mylonites are exposed a few meters below to the north-east, in the gully falling down to Czarny Staw Lake. They are soft and brittle green shists, composed of chlorite, crushed quartz and feldspar grains, and surrounded by dark, grey-greenish, strongly brecciated granitoids.

To the north of the col, on the crest of Mały Kościelec Mt. granite with big pink K-feldspars crops out. It is typical for marginal zone of the High-Tatra granitoid massif, so called pegmatite granite. On the way down to the Czarny Staw Lake pink granite passes into typical grey, medium-grained granodiorite. The latter one is very resistant and together with tonalites build summits that surround the lake from the south and east.

Stop 9. Czarny Staw Gąsienicowy Lake

Mechanical weathering, mainly freeze-thaw processes and mass movements can be seen on the slopes of the Żółta Turnia (Fig. 6). Debris flow falling down through grooves forms a big cone at the bottom of the slope. Cone is covered stepwise by dwarf pine. On the photograph (Fig. 6) and probably also while visiting the Czarny Staw Gąsienicowy lake we can observe two new lobes of debris filling two grooves and feeding both sides of the cone. Cones interconnect at the bottom of the slope and form continuous cover – block field.

Well exposed glacially smoothed granites with traces of striation can be seen on the northern shore of the lake. Water infills the terminal depression formed by the glacier tongue of stage 'g' (Alpine Gschnitz or Gardno stage).

Bottom lake sediments rich in organic matter has been thoroughly investigated (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001). It appeared that abrupt increase of organic matter within muddy lake sediments (from 1.5% to above 20%) took place 12,500 \pm 420 years BP (according to ^{14}C dating). This points to Alpine Gschnitz stage (ca 13,000 years BP) as the age of the 'g' or Czarny Staw lake end moraine.

Stop 10. Sucha Woda terminal and lateral moraines

Lower part of the Sucha Woda valley around Brzeziny is an exceptional place in the Polish Tatras where terminal and lateral moraines of the maximum Würm stage preserved almost perfectly. They form impressive "amphitheatre" of ridges and shallow swampy depressions among them stretching well beyond the mountains (Figs. 4 and 24). Some of the depressions are infilled with water. The largest is Lower Toporowy Staw Lake. Moraine ridges are oriented with their concave sides towards SSW, i.e. towards outlet of the Pańszczyca valley. It seems that they were laid down rather by

the Pańszczyca Glacier than the Sucha Woda Glacier, despite bigger length and area of the latter (Fig. 3). Unfortunately, the site is not easily accessible for studying as it is located beyond the path open to the public and intensely forested.

Good preservation of not only terminal but also lateral moraines allowed for estimation of palaeo snow line (ELA) during the Würm maximum glaciation for 1,500 – 1,760 m a.s.l. (cf. Klimaszewski, 1988). Moreover, ^{36}Cl isotope dating revealed age 21 ka BP (Dzierżek, *et al.*, 1999) synchronous with the Leszno stage of the Scandinavian glaciation on Polish Lowlands (see Tab. 1). It seems that remnants of inactive ice persisted much longer in lowermost parts of the Tatric valleys or even on their forefield than in cirques which were free of ice since probably 13 ka BP (Alpine Gschnitz stage; cf. Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001).

Humus in soils under coniferous forest

The thickness of ectohumus horizons is slightly more than 10 cm in the soils of the coniferous forest (upper montane zone or within lower montane zone on crystalline rocks). Raw humus (*Ofh*) horizons occur under spruce trees, with a morphology that is similar to that of the raw humus horizons in the subalpine belt, although not as thick. Organic carbon concentration is also very high – more than 200 mg g⁻¹. The organic matter occurs mainly within the free fraction and the C:N ratio approaches 25, which suggests a low intensity of decomposition. The humification index in those horizons is very low (5–25%), which suggests a low intensity of humification. The humus in those soils was described as *mor* or *mor/moder* (Drewnik, 2006). □

Streszczenie

Tatry – skały, rzeźba, wietrzenie i gleby

Wycieczka pokongresowa 3

Marek Drewnik, Ireneusz Felisiak, Irena Jerzykowska & Janusz Magiera

Rzeźba

(J. Magiera)

Alpejską rzeźbę Tatr zawdzięczają trzem głównym czynnikom: budowie geologicznej (szczegóły zob. Felisiak, ten tom), neogeńskiej denudacji oraz zlodowaceniom plejstoceniowym. Granitoidowe Tatry Wysokie są bardziej odporne na erozję niż Zachodnie i Bielskie, zbudowane głównie ze skał osadowych i metamorficznych. Postorogeniczne podnoszące ruchy tektoniczne przerywane były kilkakrotnie okresami denudacji. Wynikiem był zapewne wielopiętrowy dojrzały krajobraz łagodnych gór. Dzisiejsze grzbiety, szczyty, wzniesienia i górne partie dolin walnych, które układają się w kilka „poziomów” czyli „powierzchni zrównania”, są interpretowane, zgodnie z teorią Davisa (1899), jako jego pozostałość. Klimaszewski (1965) wyróżnił w Karpatach, w tym też w Tatrach, pięć takich poziomów. Późno plioceniowa denudacja była decydująca dla rozwoju plejstoceniowych lodowców. Uformowała ona rozległe doliny, położone powyżej granicy wiecznego śniegu, czyli ok. 1500–1600 m n.p.m. w czasie ostatniego zlodowacenia i podobnie, lub nieco niżej, w czasie starszych zlodowaceń. Doliny te zostały następnie we wczesnym plejstocenie rozcięte erozyjnie. To „odmłodzenie” było intensywne w podatnych na erozję Tatrach Zachodnich. Proces ten przetrwały tam tylko niewielkie, najwyżej położone części późno plioceniowych dolin. W odpornych na erozję Tatrach Wysokich zachowały się znacznie większe części tych dolin. Były one w plejstocenie obszarami akumulacyjnymi śniegu, firnu i lody lodowcowego. Znacznie lepiej zatem „odżywione” lodowce Tatr Wysokich były znacznie dłuższe i grubsze niż lodowce w Tatrach Zachodnich czy Bielskich (Fig. 2).

W Tatrach zachowały się jedynie osady i formy lodowcowe ostatniego zlodowacenia. Ślady wcześniejszych lodowców zostały przezeń usunięte. Natomiast liczne terasy i stożki

rzeczolodowcowe, widoczne na przedpolu Tatr, świadczą o kilkakrotnym zlodowaceniu tych gór. Początkowo (np. Partsch, 1923) rozpoznano jedno lub dwa zlodowacenia, obecnie uznaje się ich cztery lub pięć. Nazywane są tradycyjnie nazwami wprowadzonymi przez Pencka i Brücknera (1909), jednak ich pozycja stratygraficzna i korelacja ze zlodowaczeniami skandynawskimi jest obecnie inna, m.in. dzięki licznym ostatnio datowaniom, głównie metodą TL (Lindner, *et al.*, 1993; Tab. 1). Ostatnie zlodowacenie zaczęło się w Tatrach ok. 115 ka B.P. a swój maksymalny zasięg osiągnęło około 21 ka B.P. (Dzierżek *et al.*, 1999). Najdłuższy był lodowiec Białej Wody (12,5 km), Lodowiec Suchej Wody Gąsienicowej miał 7,8 km długości. Lodowce Tatr Zachodnich były znacznie krótsze, np.: Bystrej – 6,4 km, Kościeliski – 4,8 km. Grubość lodowców zwykle nie przekraczała 200 m (Klimaszewski, 1988), jedynie w Białej Wodzie sięgając 230 m lub nawet 260 m (Lukniś, 1973).

Doliny: Suchej Wody i Pańszczycy

Doliny te tworzą razem jeden z większych systemów dolinnych Tatr, a wypełniający je w Würmie dendrytyczny lodowiec był trzecim co do powierzchni (1.410 ha) na północnych stokach Tatr (Fig. 3). Kończył się on w już na przedpolu gór, w okolicy Brzezina, gdzie pozostawił imponujący amfiteatr moren końcowych, z licznymi depresjami po martwym lodzie, obecnie zatorfionymi lub wypełnionymi wodą (Toporowe Stawy).

Zanik tego lodowca przebiegał etapami. Ich liczba określana jest na 11 (Dzierżek *et al.*, 1986a) lub 10 (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001; Fig. 4). Tabela 2 pokazuje ich korelację z fazami alpejskimi Würmu i fazami niżowymi zlodowacenia Wisły.

Szczególnie interesujący jest krajobraz glacialny Doliny Stawów Gąsienicowych (Fig. 5). Widoczne są tam moreny końcowe i rygle skalne faz recesyjnych e – j (Tab. 2). Liczne jeziora („stawy”) wypełniają depresje końcowe.

Dolina Bystrej

Dolina Bystrej ukazuje znacznie uboższy zestaw osadów i form glacialnych. Silne rozcięcie erozyjne we wczesnym plejstocenie spowodowało, że późniejsze lodowce zasilane

były tam z niewielkich pól firnowych i były stosunkowo krótkie. Dolina Kondratowa nie była w Würmie zlodowoczną, poza małym lodowcem karowym. W jej dolnej części istniało wówczas jezioro, utworzone z wód proglacialnych, zatamowanych przez morenę boczną lodowca Doliny Suchej Kondrackiej.

Lodowce gruzowe i zjawiska peryglacjalne

Istnienie lodowców gruzowych w czasie „małej epoki lodowcowej” (wiek XVI do połowy XVIII), jakkolwiek postulowane przez Dzierżka i in. (1986b), jest dyskusyjne. Baumgart-Kotarba i Kotarba (2001) uważają, że niektóre moreny recesyjne łatwo mogą być błędnie uznane za pozostałości lodowców gruzowych. Na omawianym obszarze rozpoznali oni tylko dwa małe reliktove lodowce gruzowe (Fig. 4). Mimo wskazówek, wynikających z badań elektrooprowych w Dolinie Pięciu Stawów Poalskich i w Dolince Koziej, brak jest, jak dotąd, przekonujących dowodów na istnienie w Tatrach wiecznej zmarzliny.

Na obszarach wolnych od lodu występowały w plejstocenie zjawiska peryglacjalne. Niektóre z nich, wiązane z górską strefą peryglacjalną, są aktywne także obecnie. Są to: sezonowe przemarzanie gruntu, soliflukcja, pęknięcie i sortowanie mrozowe. Loby soliflukcyjne, małe tufury, grunty strukturalne oraz blokowiska są ich efektem.

Wietrzenie

(I. Jerzykowska)

Wietrzenie jest zespołem procesów chemicznych, fizycznych i biologicznych zachodzących na, bądź przy, powierzchni Ziemi, prowadzących do nieodwracalnego niszczenia struktury skały i/lub rozpadu minerałów budujących skałę (Whalley & Warke, 2005). Wietrzenie jest efektem przystosowania się skały do panujących na powierzchni Ziemi warunków fizyko-chemicznych odmiennych od tych, w których powstała skała. Tempo niszczenia skały jest zależne od wielu czynników: przede wszystkim od składu i własności skały, oraz od czynników zewnętrznych m.in. temperatury, wilgotności, zasolenia, działalności organizmów (Whalley & Warke, 2005).

Wietrzenie fizyczne i erozja są najważniejszymi procesami kształtującymi rzeźbę terenu. Efekty działania obu procesów są najwyraźniej widoczne na obszarach górskich. Wietrzenie jest procesem zachodzącym *in situ* czyli bez przemieszczania niszczonej skały, erozja zachodzi wraz z transportem skały za pomocą wody, wiatru, lodowców czy siły ciężkości. Najistotniejszym czynnikiem powodującym fizyczny rozpad skały jest temperatura. Zmiany temperatury powodują rozluźnienie skały przez rozszerzanie się i kurczenie. Obecność wilgoci lub soli wzmacnia procesy niszczenia skały poprzez krystalizację i topienie lodu lub krystalizację soli w porach w skale.

Silne wietrzenie fizyczne związane jest w Tatrach z dużą wysokością nad poziom morza oraz z obecnością pięter klimatycznych i roślinnych (Hess, 1996). Duża część masywu wznosi się ponad piętro lasu, gdzie brak gęstej pokrywy roślinnej ułatwia zarówno wietrzenie jak i erozję skał. Tu najłatwiej zaobserwować efekty wietrzenia i ruchów masowych.

Rozdrobniona skała wraz z wodą lub błotem zsuwa się po stokach gór złożąc zleby. Materiał akumulowany jest u podnóża stoków w postaci stożków aluwialnych lub blokowisk.

W Tatrach bardzo łatwo można zaobserwować związek tempa wietrzenia i rodzaju wietrzejącej skały (Fig. 25). Najwyższe szczyty Tatr zbudowane są z odpornych skał krystalicznych a niższe partie gór ze zdeformowanych skał osadowych łatwo podlegających rozpadowi. Najodporniejszymi skałami w Tatrach są piaskowce kwarcytoczne, które ze względu na małą miąższość nie tworzą dużych masywów ale formują ostre „zęby” na grzbietach gór. Tatry Wysokie zbudowane są z również bardzo odpornych skał granitoidowych. Przełęcz na ich obszarze związane są z obecnością uskoków, powodujących osłabienie skał w procesie kataklazy i mylonityzacji.

Dominującą litologią Tatr Zachodnich, wyraźnie niższych od Tatr Wysokich, są skały metamorficzne (gnejsy i łupki metamorficzne) o niższej wytrzymałości na niszczenie niż granitoidy. W osadowej części Tatr Zachodnich (Serie Wierchowe) wyróżniają się wysokością szczyty zbudowane ze środkowo triasowych, górno jurajskich oraz dolno kredowych masywnych wapieni. Obniżenia terenu w Tatrach Zachodnich związane są z obecnością łupków mułowcowo-ilastych i złupkowanych margli. Tatry reglowe odznaczają się dużo mniej zróżnicowaną rzeźbą terenu, związaną z przewagą łupków mułowcowo-ilastych, margli i cienkoławicowych wapieni na tym terenie (Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak, 1992). Wietrzenie chemiczne jest zespołem nieodwracalnych procesów powodujących rozpad skały. Najważniejsze z nich to: rozpuszczanie, hydratacja, hydroliza, utlenianie, redukcja, karbonatyzacja oraz transport składników i krystalizacja nowych faz. Wietrzenie chemiczne odgrywa kluczową rolę w geochemicznym cyklu obiegu pierwiastków na powierzchni Ziemi (White, 1998). Wietrzenie chemiczne przygotowuje i stymuluje powstawanie gleb.

Pokrywa glebowa

(M. Drewnik & I. Jerzykowska)

Gleba jest przypowierzchniową, bardzo cienką warstwą litosfery wykazującą dużą reaktywność. W tej niewielkiej objętościowo warstwie ścierają się procesy działające w atmosferze, hydrosferze, biosferze i litosferze. Gleba zazwyczaj składa się z kilku poziomów glebowych. Ich obecność i wykształcenie zależą od klimatu, roślinności i podłoża, na którym powstaje gleba oraz od czasu. W modelowym profilu glebowym najwyższym poziomem glebowym jest poziom organiczny O, poniżej którego występuje próchnicowy poziom akumulacyjny A. Poziom ten zazwyczaj bogaty jest w amorficzne substancje organiczne zwane humusem (próchnicą). Pod poziomem A występuje niekiedy poziom eluwialny (wymywania) E. Usuwane z poziomu A i E substancje osadzane są w poziomie wmywania B. Poziom ten uboższy jest w materię organiczną a bogatszy w minerały ilaste i związki żelaza i glinu. Poziom C jest poziomem przejściowym do niezwietrzalej skały macierzystej R.

Zróżnicowanie pokrywy glebowej Tatr nawiązuje przede wszystkim do zróżnicowania geologicznego skał występujących na powierzchni. Na utworach krystalicznych trzonu oraz

na krystalicznych utworach morenowych dominują gleby bielcowe lub gleby słabo wykształcone (rankery), natomiast na zwietrzelinie skał osadowych występują różne warianty rędzin (na utworach węglanowych) lub gleby brunatne (na innych skałach osadowych). Na to podstawowe zróżnicowanie pokrywy glebowej nakłada się zmienność właściwości gleb związana z piętrowością geoekologiczną. Wraz ze wzrostem wysokości n.p.m. – wraz ze spowolnieniem procesów humifikacji i mineralizacji – następuje gromadzenie się specyficznej materii organicznej, której cechy, oprócz wpływu klimatu, wynikają także z rodzaju substratu roślinnego występującego w poszczególnych piętrach roślinnych. Ponadto gleby znajdują się pod wpływem oddziaływania procesów morfogenetycznych, zarówno sekularnych, jak i katastrofalnych. Zróżnicowanie przestrzenne oraz intensywność tych procesów warunkują występowanie gleb słabo wykształconych oraz inicjalnych.

W Tatrach obserwujemy silną zależność pomiędzy glebami a roślinnością. Płytke i słabo wykształcone gleby porasta roślinność pionierska. Kwaśne gleby bielcowe pokryte są lasami świerkowymi, kosodrzewiną lub kwasolubnymi zespołami roślinności trawiastej. Bardzo zasobne w łatwo przyswajalne składniki odżywcze rędziny są siedliskiem dla wielu gatunków drzew, dla kosodrzewiny oraz wielogatunkowych zbiorowisk roślinności zielnej (Komornicki & Skiba, 1996).

Opis stanowisk

1. Kuźnice

Znajdujące się w dolinie Bystrej Wody Kuźnice były w XIX wieku ważnym ośrodkiem hutniczym. Są one położone ponad kilometr w głąb Tatr, których północna granica przecina drogę do Kuźnic ok. 0.5 km na S od ronda. Po tej stronie półrzębu Tatr ma ona charakter fleksury (Fig. 13) a ostry kontrast morfologiczny z Zapadliskiem Podhalańskim wynika z dużej różnicy w odporności na erozję między

utworami fliszowymi Paleogenu Centralnokarpackiego a najniższymi warstwami paleogeńskimi (tzw. Eocen Nummulitowy) i skałami Płaszczowiny Kriżniańskiej (Fig. 7). Rzeźba doliny wokół Kuźnic ujawnia z kolei duże różnice między ogniwami samej Płaszczowiny Kriżniańskiej. Białe urwiska Nosala na prawym zboczu doliny budują odporne, gruboławicowe wapienie i dolomity środkowego Triasu (Kotański, 1971). Widoczne na wschodzie szerokie siodło Nosalowej przełęczy i łagodne zbocza nad stacją kolejki są wycięte w cienko uławionych osadach górnego Triasu i dolnej Jury (T_3 i J_1 na Fig. 25).

Niski zalesiony grzbiet widoczny na prawo, pod Nosalową przełęczą, jest moreną boczną lodowca Bystrej, którego morena końcowa została rozmyta przez wody proglacjalne. Dzisiejsze płaskie i dość rozległe dno doliny wypełniają aluwialne otoczaki, żwiry i piaski. Widoczna z wagonika kolejki linowej dolna część Doliny Kondratowej nie była zlodowacona. Rozległa łąka w okolicy schroniska to pozostałość po jeziorze, podpartym boczną moreną lodowca Suchej Kondrackiej, na której stoi górski hotel Kalatówki.

W drodze na Kasprowy W. przesiadamy się na Myślenickich Turniach, będących fragmentem muru skalnego ciągnącego się od Giewontu po Zawrat Kasprowy. Wyznacza on czoło Płaszczowiny Giewontu, podkreślając w rzeźbie kolejne skokowe zróżnicowanie odporności skał tatrzańskich – tym razem serii wierzchowych i reglowych. Największe znaczenie ma w tym kompleks masywnych (tzn. nieuławicznych) wapieni środkowej i górnej Jury oraz dolnej Kredy (Neokomu i Urgonu; J_2 - K_1 na Fig. 7), tworzący efektowną grań Długiego Giewontu i wierzchołek samego Giewontu oraz ich północną ścianę.

2. Kasprowy Wierch

Zaraz za Myślenickimi Turniami kolejka wjeżdża nad obszar zbudowany ze skał krystalicznych nasuniętych w spągu Płaszczowiny Giewontu na skały mezozoiczne – Wyspe

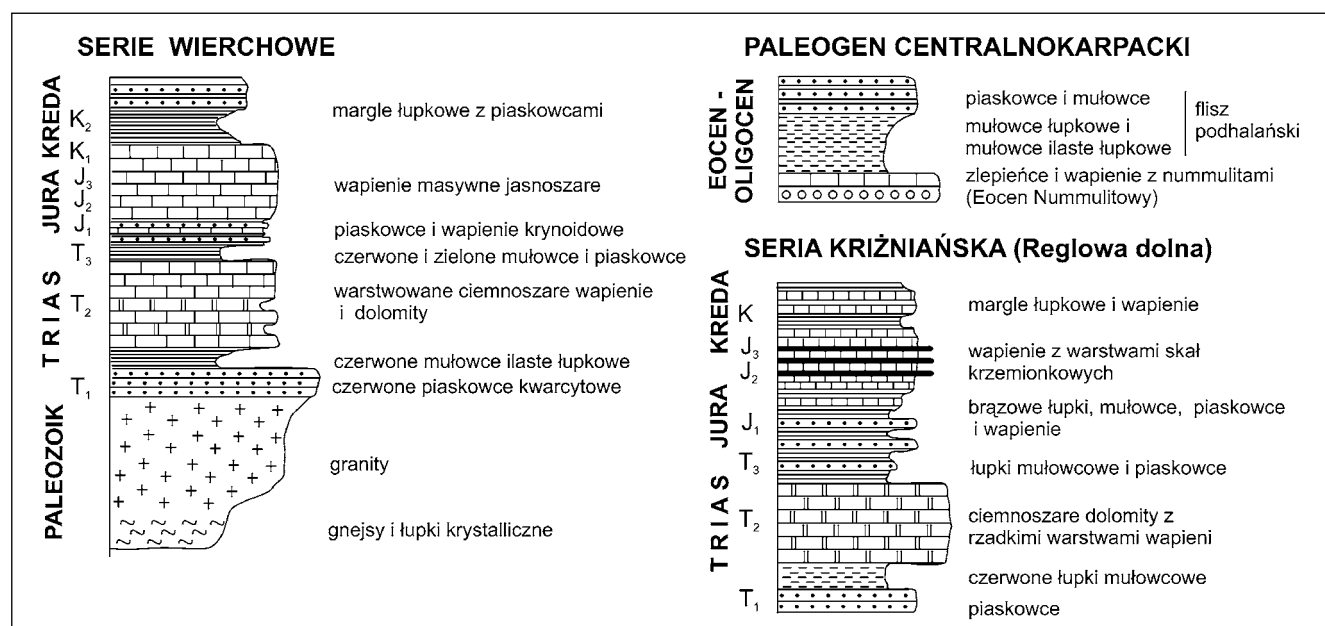


Fig. 25. Profil litostratigraficzny serii skał tatrzańskich z zaznaczoną odpornością na wietrzenie poszczególnych typów litologicznych (z: Bac-Moszaszwili & Gašienica Szostak, 1992, zmienione)

Krystaliczną Goryczkowej (Fig. 12, dalsze informacje w: Felisiak, ten tom). Trzon krystaliczny jest tu mocno obniżony (tzw. Depresja Goryczkowej) i obniżona jest też grań główna Tatr, w której leży Kasprowy Wierch. Skały okrywy mezozoicznej, zalegające zwykle na zboczu północnym, sięgają aż do dna doliny Cichej po południowej stronie grani, a izolowanymi płatami zalegają na lewym jej zboczu. Miało to swoje konsekwencje nawet w rozmieszczeniu lodowców. Dolina Stawów Gąsienicowych była silnie zlodowacona w czasie Würmu, natomiast dolina Cicha miała jedynie małe lodowce karowe (Fig. 2). Utworzona w podatnych skałach osadowych i metamorficznych została zapewne znacznie silniej rozcięta erozyjnie przed plejstocenem.

Znakomicie widoczna z Kasprowego Dolina Stawów Gąsienicowych ukazuje krajobraz charakterystyczny dla młodych, górskich obszarów glacialnych: dno doliny pokryte polodowcowymi blokami skalnymi, liczne barańce, jeziora wypełniające depresje końcowe. Bogate w materię organiczną osady denne Zielonego Stawu zostały wydatowane metodą radiowęglową na $10,040 \pm 150$ lat BP, a gytja z Kurtkowca na $10,190 \pm 300$ lat BP (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001). Wskazuje to na przypadające na przełom późnego Würmu i wczesnego holocenu ostateczne wytopienie martwego lodu z depresji obu jezior.

3. Beskid

Między Kasprowym Wierchem a Beskidem można przekonać się o różnorodności skał krystalicznych Wyspy Goryczkowej. W grani odsłaniają się gnejsy, łupki krystaliczne, granity pegmatytowe z różowymi skaleniami i amfibolity. Sam skalisty, nagi wierzchołek Beskidu jest utworzony z bardzo odpornych granitoidów zbliżonych do typowego szarego tatrzańskiego „granitu”, będącego w zależności od lokalnej odmiany granodioritem bądź tonalitem. Gleby rozwinęły się dopiero na zwietrzelinach okrywających stoki Beskidu. Są to bielice i rankery bielicowe posiadające specyficzne właściwości morfologiczne, mikromorfologiczne, chemiczne i mineralogiczne – inne niż w glebach bielicowych obszarów niżowych.

4. Przełęcz Liliowe

Profil warstw Autochtonu Wierchowego i Płaszczowiny Czerwonych Wierchów (PCW) jest w rejonie Liliowego silnie zredukowany synsedymacyjnie i tektonicznie (Kotański, 1971). Najbardziej przy nasuwaniu Płaszczowiny Giewontu ucierpiała PCW, zachowana jako pojedyncze głazy niemal czarnych wapieni środkowego Triasu. Szerokie siodło przełęczy powstało dzięki niskiej odporności skał osadowych podścielających Wyspę Krystaliczną Goryczkowej – głównie margli łupkowych Kredy (Albu-Cenomanu) i czerwonych łupków mułowcowo-ilastych przelawicających piaskowce kwarcytowe wyższej części dolnego Triasu (T_1 na Fig. 25). Przedziela je wkładka wapieni górnej Jury i dolnej Kredy (Urgonu), tworzących nieznaczne wzniesienie pośrodku przełęczy po południowej stronie (Fig. 17). Nieprzepuszczalne podłoże margli kredowych po zachodniej stronie przełęczy sprzyja zatrzymywaniu wody w pokrywie zwietrzelinowej, nasilając ruchy masowe czynne mimo małego nachylenia zboczy. Dzięki temu na przełęczy Liliowe znajdują się

współcześnie aktywne loby soliflukcyjne rozwinięte na mieszaninie zwietrzelin różnych skał.

5. Skrajna Turnia

Kontakt sedymacyjny piaskowców kwarcytowych niższego dolnego Triasu (Seisu) z podłożem krystalicznym odsłania się w połowie podejścia na Skrajną Turnię, między charakterystycznym zębem na grani (Fig. 22) a niewielkim rowem zboczowym podcinającym go od północy. Silnie zwietrzała jeszcze we wczesnym Triasie stropowa partia granitów rozsypuje się na grubą, ostrokrawędziastą „kaszę”. Sprzyja to powstaniu zęba, który obserwuje się w analogicznej sytuacji w wielu miejscach (np. nad przełęczami Iwaniczką, Tomanową, Mechy).

6. Skalka wapieni Anizyku.

Około 200 m poniżej Liliowego znajduje się skalka pociętych żłobkami krasowymi wapieni niższego środkowego Triasu, reprezentujących zredukowaną tektonicznie Płaszczowinę Czerwonych Wierchów. Są one niemal czarne i bieleją tylko powierzchniowo w trakcie wietrzenia. Można się o tym przekonać obserwując poniżej w ścieżce wapienie oszlifowane butami turystów z kory wietrzeniowej. Niektóre składają się z czarnych, pokrzywionych wałeczków średnicy 0.5-1 cm, będących śladami penetrowania przez organizmy mułozerne świeżego osadu na dnie morza. Takie wapienie powszechnie określane robaczkowymi są w Karpatach Wewnętrznych typowe dla Anizyku (wczesny środkowy Trias).

Na przykładzie gleb występujących na skalce można zapoznać się z wykształceniem rędzin specyficznym dla obszarów o surowym klimacie.

7. Ponor

Poniżej skałki wapieni Anizyku osady mezozoiczne kryją się pod utworami glacialnymi i o ich obecności świadczą jedynie leje krasowe reprodukowane w nadkładzie glin morenowych, powstałych ze zwietrzelin skał krystalicznych. Suche leje trudno odróżnić od zagłębień genezy wytopiskowej, częstych na obszarze moreny dennej. Niektóre są jednak poza dyskusją bo są czynnymi ponorami („łykawcami”), odwadniającymi Halę Gąsienicową na zachód aż do doliny Bystrej Wody – do wywierzyska Goryczkowego pod Myślenickimi Turniami (Fig. 1). Podziemny drenaż jest poprzeczny do powierzchniowego dział wód bo wymuszony tektonicznym kontaktem wapieni Płaszczowin Wierchowych z przeważnie nie krasowiejącymi skałami Płaszczowiny Krizniańskiej. Ponory są również częste poniżej schroniska Murowaniec i skuteczne – koryto potoku jest tam przez większą część roku suche. Stąd nazwa całej doliny walnej – Sucha Woda – nadana przez górali wieki temu. W dolnej jej części razem z doliną Pańszczyca jest ona odwadniana też na zachód – do Wywierzyska Olczyskiego (Fig. 1).

8. Karb

Karb to szczyrbina zwana na wyrost przełęczą a powstała jak zwykle na obszarze Tatr Wysokich w strefie zbrekowania lub (część) co najmniej zmielenia skał (kataklazy) przez uskok. Przy dużym przesunięciu uskokowym mieleniu

towarzyszy mylonityzacja – powstanie nowych minerałów, najlepiej wydłużonych wzdłuż kierunku ruchu (metamorfizm dyslokacyjny). Strefy tak osłabionych skał jeśli są strome determinują przebieg żlebów opadających z danego obniżenia grani. Jeśli zapadają połogo umożliwiają powstanie półek w stromych ścianach lub czasem ich odwrotności – okapów.

Na samym Karbie zmiany objawiają się ciemno zielonkawym zabarwieniem granitoidów sygnalizującym chlorytyzację. Mylonity odsłaniają się ok. 10 m niżej w żlebie w stronę Czarnego Stawu. Mają one postać kruchych, zielonych łupków, często o soczewkowej oddzielności (typowej dla strefy ścinania), złożonych z chlorytu i miazgi kwarcowo-skalieniowej. Otaczające je granitoidy są szaro zielone i silnie zbrekcjonowane. Podążając dalej ścieżką do Czarnego Stawu można na grani Małego Kościelca zaznajomić się z granitami strefy brzeżnej, cechującymi się dużymi różowymi kryształami skaleni (granity pegmatytowe). Ku dołowi w stronę Stawu przechodzą one w typowe dla Tatr Wysokich średnioziarniste, jasno szare granodiority.

9. Czarny Staw

Odwiedzając Czarny Staw Gąsienicowy można podziwiać występujące u podnóża Żółtej Turni stożki aluwialne powstałe

w wyniku spływów gruzowo-błotnych zwietrzeliny. Jezioro powstało w depresji końcowej fazy 'g' (Gschnitz, faza Gardna). Jego osady denne wykazują gwałtowny wzrost zawartości materii organicznej 12,500 ±420 lat BP (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001). Próg Czarnego Stawu jest zmutonizowany – wygładzony przez lodowiec i nadbudowany nieco resztkami moreny.

10. Moreny końcowe Doliny Suchej Wody

Dolna część Doliny Suchej Wody Gąsienicowej jest miejscem wyjątkowym w polskich Tatrach. Imponujący amfiteatr moren końcowych i bocznych utworzony został przez lodowiec Pańszczycy już na przedpolu gór. W depresjach końcowych obecnie są zabagnienia, rzadziej woda (Toporowe Stawy). Najdalsza morena końcowa została wydatowana metodą ^{36}Cl na 21 ka BP (Dzierżek i in., 1999), co koreluje maksimum Würmu z fazą leszczyńską Vistulianu. Wycieczka Doliną Suchej Wody jest również okazją do zaobserwowania specyfiki poziomów próchnicznych gleb w lesie szpilkowym.

Badania sfinansowano z tematu prac statutowych Akademii Górniczo-Hutniczej nr 11.11.140.560.

References (Literatura)

- Bac-Moszaszwili, M. & Gąsienica-Szostak, M., 1992. Tatry Polskie. Przewodnik geologiczny dla turystów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 158 p.
- Bac-Moszaszwili, M., Burchart, J., Głazek, J., Iwanow, A., Jaroszewski, W., Kotański, Z., Lefeld, J., Mastella, L., Ozimkowski, W., Roniewicz, P., Skupiński, A. & Westfalewicz-Mogilska, E., 1979. Geological Map of the Polish Tatra Mts. 1:30 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baranowski, J., Kędzia, S., & Rączkowska, Z., 2005. Badania przemazania gruntu i przemieszenia pokryw w otoczeniu Hali Gąsienicowej. In: Krzemień, K., Trepińska, J. & Bokwa, A. (Eds.). *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*. Wyd. IGI GP UJ, p. 251-261.
- Baumgart-Kotarba, M. & Kotarba, A., 2001. Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczycza valleys in the Polish High Tatras. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 7-38.
- Baumgart-Kotarba, M. & Kotarba, A., 2002. Deglaciation in the High Tatra Mountains (Biała and Sucha Woda valleys as example). *Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, September 1st - 4th 2002*.
- Bertran, P., 1993. Deformation-induced microstructures in soils affected by mass movements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 645-660.
- Bertran, P., Francou, B. & Texier, J.P., 1995. Stratified Slope Deposits: the Stone-banked Sheets and Lobes Model. In: Slaymaker, O. (Ed.), *Steep-land Geomorphology*. John Wiley and Sons Ltd.
- Bochter, R. & Zech, W., 1985. Organic compounds in Cryofollet developed on limestone under subalpine coniferous forest, Bavaria. *Geoderma*, 36: 145-157.
- Dobiński, W., 2005. Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, Eastern and Southeastern Europe. *Permafrost and Periglacial Processes* 16: 395-398.
- Drewnik, M., 2006. The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils. *Geoderma*, 132: 116-130.
- Drewnik, M., 2008. Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju pokrywy glebowej w obszarach górskich (na przykładzie Tatr). HABIL. thesis. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków. (In Polish, English summary)
- Dzierżek, J., Lindner, L. & Nitychoruk, J., 1986a. Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. *Bull. of the Polish Acad. Sci., Earth Sciences*, 34 (4): 395-407.
- Dzierżek, J. & Nitychoruk, J., 1986b. Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts. *Bull. of the Polish Acad. Sci., Earth Sciences*, 34 (4).
- Dzierżek, J., Nitychoruk, J., Zreda-Gostyńska, G. & Zreda, M., 1999. The method of dating by cosmogenic ^{36}Cl – new data in glacial chronology of the High Tatra Mts. *Przeł. Geol.*, 47 (11): 987-992.
- Elliot, G. & Worsley, P., 1999. The sedimentology, stratigraphy and ^{14}C dating of a turf-banked solifluction lobe: evidence for Holocene slope instability at Okstindan, northern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 14: 175-188.
- Gorbunov, A.P. & Seversky, E.V., 1999. Solifluction in the mountains of Central Asia: distribution, morphology, processes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 81-89.
- Grodzińska, K. & Szarek-Lukaszewska, G., 1997. Polish mountain forests: past, present and future. *Environ. Pollut.*, 98 (3): 369-374.
- Hess, M. T., 1996. Klimat. In: Mirek, Z., Głowaciński, Z., Klimek, K. & Piękoś-Mirkowa, H., (Eds.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego, Kraków-Zakopane*. (In Polish, English summary)
- Hugenholtz, C.H. & Lewkowicz, A.G., 2002. Morphometry and environmental characteristics of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13: 301-313.
- Jahn, A., 1958. Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry. *Biuletyn Peryglacjalny*, 6: 57-80.
- Jahn, A., 1979. On Holocene and present-day morphogenetic processes in the Tatra Mountains. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 13: 111-129.
- Kinnard, C. & Lewkowicz, A.G., 2006. Frontal advance of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Geomorphology*, 73: 261-276.
- Klimaszewski, M., 1960. On the influence of pre-glacial relief on the extension and development of glaciations and deglaciations in the Mountainous Regions. *Przeł. Geogr.*, 32 (Suppl.): 41-49.
- Klimaszewski, M., 1964. On the effect of the preglacial relief on the course and magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains. *Geogr. Polon.*, 2, 11-21.
- Klimaszewski, M., 1965. Views on the geomorphological evolution of the Polish West Carpathians in the tertiary times. *Geomorph. Problems of Carpathians*, I. Bratislava.
- Klimaszewski, M., 1988. Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa.
- Komornicki, T. & Skiba, S., 1996. Gleby. In: Z. Mirek (Ed.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*. TPN-PAN, Kraków-Zakopane, pp. 213-226.

- Kotański, Z., 1971. Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol. Warszawa.
- Kotarba, A., 1992. Natural environment and landform dynamics of the Tatra Mountains. *Mountain Res. and Develop.*, 12: 105-129.
- Kotarba, A., 1996. Charakterystyka rzeźby. In: Mirek, Z., Głowaciński Z., Klimek, K., Piękoś-Mirkowa, H., (Eds.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Kraków-Zakopane.
- Kotarba, A., Kaszowski, L. & Krzemień, K., 1987. High-Mountain Denudational System of the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies, Special Issue*, 3: 1-107.
- Lindner, L., Nitychoruk, J. & Butrym, J., 1993. The problem of number and age of glaciations in the Tatra Mts. against thermoluminescence dating of glaciofluvial sediments of the Biały Dunajec drainage basin. *Przeegl. Geol.*, 41 (1): 10-21.
- Lukniš, M., 1973. Relief Vysokich Tatier a ich predpolia. Bratislava.
- Matsuoka, N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Rev.*, 55: 107-134.
- Midriak, R., 1972. Destrukcja pody vo vysokohorskej oblasti Belanskych Tatier. *Lesnicke Studie*, 11-12: 1-206.
- Nyberg, R., 1993. Freeze-thaw activity and some of its geomorphic implications in the Abisko Mountains, Swedish Lapland. *Permafrost and Perigl. Process.*, 4: 37-47.
- Oleksynowa, K. & Skiba, S., 1976. Geochemical characterization of a polygonal soil on the flattening of Krzyżne Pass in the Tatra Mts. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 10: 27-47.
- Oleksynowa, K. & Skiba, S., 1977. Charakterystyka niektórych gleb kriogenicznych w Tatrach. *Rocz. Gleboznawcze*, 28: 293-311.
- Partsch, J., 1923. Die Hoche Tatra zur Eiszeit. Inst. f. Geographie, Leipzig, p. 1-7.
- Penck, A. & E. Brückner, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- Retallac, G. J., 2005. Soils. *Encyclopedia of geology*. Elsevier, pp. 194-202.
- Ridefeld, H. & Boelhouwers, J., 2006. Observations on regional variation in solifluction landform morphology and environment in the Abisko region, northern Sweden. *Permafrost and Perigl. Process.*, 17: 253-266.
- Skiba, M., 2001. The origin of kaolinite from the Tatra Mts. podzols. *Miner. Polon.*, 32 (2): 67-77.
- Skiba, M., 2007. Clay mineral formation during podzolization in an alpine environment of the Tatra Mountains, Poland. *Clays and Clay Minerals*, 55 (6): 618-634.
- Skiba, S., 1977. Studia nad glebami wytworzonymi w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych krystalicznej części Tatr Polskich. *Rocz. Gleboznawcze*, 28: 205-241.
- Skiba, S., 1996. Gleby. In: Skiba, S. & Kotarba, A., (Eds.) *Ochrona przyrody nieożywionej i gleb, operat szczegółowy, Cz. I. Charakterystyka Zasobów Przyrody Nieożywionej i Gleb TPN*: 121-147.
- Skiba, S., 2006. Gleby Tatr na tle pokrywy glebowej innych systemów górskich. In: Kotarba, A. & Borowiec, W. (Eds.). *Tatrzański Park Narodowy na tle innych górskich terenów chronionych*, t. I. TPN, Zakopane, pp. 43-50.
- Van Vliet-Lanoë, B., Fox, C.A. & Gubin, S.V., 2004. Micromorphology of Cryosols. In: Kimble, J.M. (Ed.), *Cryosols. Permafrost-Affected Soils*. Springer.
- Whalley, W. B. & Warke, P. A. 2005. Wethering. *Encyclopedia of geology*. Elsevier, pp. 581-590.
- White, W. M., 1998. Geochemistry. Chapter 13: Reactions at the Earth's Surface: Weathering, Soils, and Stream Chemistry, pp. 555-588.
- WRB., 2006. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources. *World Soil Resources Reports*, 103, FAO, Rome.