

Geotourism during excursions in the northeastern part of The Gorce National Park

Geoturystyka podczas spaceru w północno-wschodniej części Gorczańskiego Parku Narodowego

Maria Barmuta

AGH University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection,
Department of General Geology, Environment Protection and Geotourism, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków,
maria.barmuta@gmail.com



Abstract: The Gorce Mountains National Park is located on the southern part of the Malopolska Province in Poland. Despite the lack of spectacular geological attractions it is a very good site to promote Earth Sciences knowledge and especially to educate in geology. The example of the on-day excursion going along the touristic trails within The Gorce Mountains National Park is being described in the presented paper. The author described great diversity of the geological and geomorphological elements, presenting educational values.

Keywords: Flysch Carpathians, Gorce Mountains, geotourism, geomorphology

Treść: Gorczański Park Narodowy znajduje się w południowej części Małopolski. Mimo braku spektakularnych atrakcji geologicznych jest bardzo dobrym miejscem do promowania wiedzy z zakresu nauk o ziemi, a w szczególności geologii. W poniższym artykule opisano przykład jednodniowej wycieczki, przebiegającej wzdłuż szlaków Gorczańskiego Parku Narodowego, w której wykazano dużą różnorodność elementów geologicznych i geomorfologicznych.
Słowa kluczowe: Karpaty Fliszowe, Gorce, geoturystyka, geomorfologia

Introduction

One of the main objectives of geotourism is documenting and presentation geological objects or phenomena of particular value to wider, non-professional public. Generally, the tourists are mostly attracted by large and spectacular sites like volcanoes, geysers or spacious caverns. In Poland, for example, particularly popular are Wieliczka Salt Mine, Homole Gorge or Dunajec Gorge in Pieniny Mountains. It is worth to point out, however, that the educational aspect of geotourism does not necessary need a breathtaking site to promote Earth sciences. Seemingly unattractive objects may appear very interesting when examined in details and become very useful for popularization of geology.

In this paper the author indicates new sites of educational value in the area of Gorce Mountains National Park.

Location of the research area

The research was carried out in the north-east part of Gorce Mountains National Park. Gorce Mountains National Park is established in Malopolska Province. Geographically, it covers a section of Western Carpathian Mountains (Fig. 1) belonging to sub-province of Outer Western Carpathians (Kondracki, 1978).

Gorce Mountains are formed almost entirely of sedimentary rocks of Magura overthrust nappe. Two tectonic windows of Mszana Dolna and Szczawa, and Wdżar Mountain built with andesite intrusion are the exceptions. Magura nappe in the area of Gorce Mountains consists of two distinctive units: Bystrzyca Unit and Krynica Unit.

Bystrzyca Unit forms the northern part of the nappe. It exposes almost continuous profile of sediments from Cenomanian (early Late Cretaceous) up to Late Eocene in age (Cieszkowski *et al.*, 1998) (Fig. 2). It is characterized (comparing with Krynica Unit) by large content of shale and thin-bedded to medium thick-bedded sandstones. The oldest sediments of Magura nappe in Gorce are represented by black and stained green shales, and locally by radiolarian shales of Jasień Formation. (Oszczypko *et al.*, 2005). Shales belonging to Upper Cretaceous Malinowa Formation can be found higher up in the profile. Consecutively appears Białe Formation previously known as Inoceramus beds, developed mainly by thin and medium-bedded flysch. It is covered by variegated shales of the Eocene Łabowa Shale Formation. Beloveža Formation consists of thin-bedded grey shales and sandstones. It is covered by Żeleźnikowa and Bystrzyca formations. The Magura and Malcov formations belong to the uppermost part of the profile. Outcrops of Mniszek Shale Member and Rzeki beds can be found in quite untypical position along the trail described in this paper. Middle – Upper Eocene Mniszek Shale Member typically known from the Krynica Unit was primarily defined by Oszczypko (1979) as Jazowsko beds. Within this division, the lowest part consists of thin and medium-bedded flysch developed in Beloveža type facies, with an insertion of Middle Eocene variegated shales. The Rzeki beds were distinguished by the authors of Report on Protection of Nature and Soils of Gorce National Park (Cieszkowski *et al.*, 1998) replacing earlier distinguished “fore-Magura beds” marked on the geological chart of Mszana Dolna Sheet by Burtan (1976, 1978). Cieszkowski (1998) stated that Rzeki beds do not fulfill the criteria placing them within the Magura beds as defined by Książkiewicz (1966).

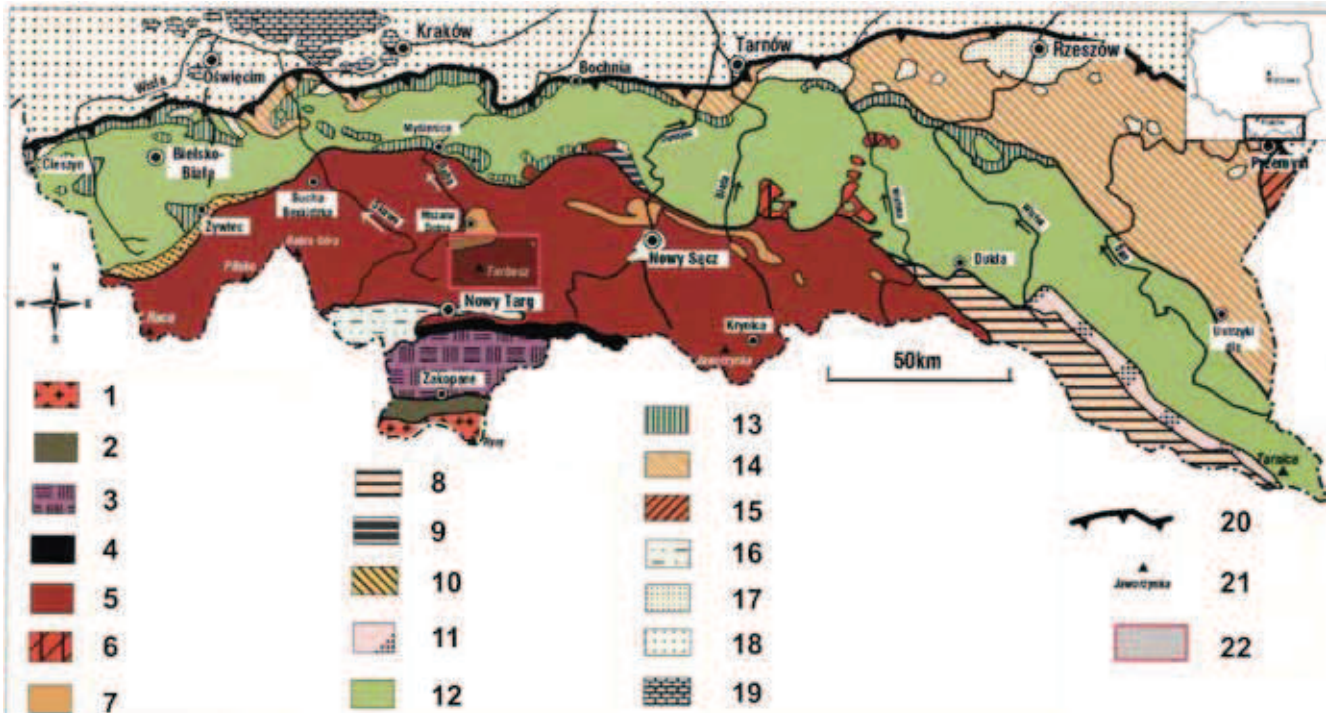


Fig. 1. Location of Gorce Mountains – geological map of Polish Carpathians according to Cieszkowski (Róžański 2006, partly changed) 1 – Tatra Mountains, 2 – Tatra's nappes and autochton, 3 – central-carpathian flysch, 4 – Pieniny Klippen Belt, 5 – Magura Nappe, 6 – Jasło unit, 7 – Grybów unit, 8 – Dukla Nappe, 9 – Michalczowa unit, 10 – Fore-Magura unit, 11 – Fore-Dukla trust slice, 12 – Silesian Nappe, 13 – Subsilesian Nappe, 14 – Skole Nappe, 15 – Stebnik Nappe, 16 – continental neogen deposits within intramountain basins, 17 – transgressive miocen deposits within Carpathian, 18 – Carpathian's foredeep miocen deposits, 19 – European platform, 20 – Carpathian's overthrusts, 21 – p main peaks, 22 – research area • Położenie Gorców na tle budowy geologicznej polskich Karpat wg Cieszkowskiego (Róžański 2006, częściowo zmieniona) 1 – Tatry, 2 – płaszczowiny tatrzańskie i autochton, 3 – flisz centralno-karpacki, 4 – pieniński pas skałkowy, 5 – płaszczowina magurska, 6 – płaszczowina jasielska, 7 – jednostka grybowska, 8 – jednostka dukielska, 9 – jednostka Michalczowej, 10 – jednostka przedmagurska, 11 – łuska przeddukielska, 12 – płaszczowina śląska, 13 – płaszczowina podlaska, 14 – płaszczowina skolska, 15 – płaszczowina stebnicka, 16 – neogen lądowy zapadlisk śródgórskich, 17 – płyta miocenu transgresywnego na Karpatach, 18 – miocen zapadliska przedkarpackiego, 19 – platforma europejska, 20 – nasunięcie karpackie, 21 – szczyty górskie, 22 – opracowany teren

The Rzeki beds belong to the transitional sequence between Mniszek Shale Member and Poprad Sandstone Member. Thick-bedded sandstones resembling Magura type, and with abundant muscovite content are the characteristic constituent of this part of the profile. Intercalations of thin and medium thick-bedded flysch and occasionally layers of Łącko marls between the sandstone beds are also present in this profile.

The Krynica Unit, where the thick bedded sandstones are predominant, build the southern part of Gorce Mountains, including highest peaks. The oldest sediments of this unit were deposited during Late Cretaceous and Paleocene times. They are distinguished as Szczawnica Formation. The Lower Eocene Zarzeczce Formation, characterized by thick-bedded conglomeratic sandstones and fine-grained conglomerates of Krynica Conglomerate Member are located above the Szczawnica Formation. The youngest sediments of Magura formation can be divided into three members: Piwniczna Sandstone Member, Kowaniec beds and Poprad Sandstone Member. It is possible to view outcrops of Krynica conglomerates and Piwniczna Sandstone Member along the route proposed in this paper. The Krynica Conglomerate Member (Lower Eocene) (Fig. 2) containing predominantly conglomerates and conglomeratic sandstones showing wide range of grain size; mainly 2 to 7 mm and locally 1.5 to 3 cm. appears within the Zarzeczce Formation. Pebbles, 5 to 10 cm in size, also can be found

within this member. Petrographic spectrum of the conglomerates grains show that most common are quartz, fragments of metamorphic rocks like mica shales, phyllites, conglomerates, gneiss and marble. Fragments of magmatic rocks are less abundant and are represented by orthoclase and plagioclase granite, granito-gneiss and grains of volcanic rocks. Sedimentary rocks e.g. quartzites lithoclasts, lydites and silicate mudstones also can be found. Sandstones and conglomerates were deposited in thick beds. The Piwniczna Sandstone Member is an equivalent of Jaszczcze beds according to Cieszkowski (1985). This member contains medium-a coarse-grained and conglomeratic sandstones forming 0.5 to 2.5 m thick layers. The inserts of Krynica conglomerates as well as numerous, 1 to 3 m thick packets of variegated shale occur within this member. The uppermost part of the Piwniczna Sandstone Member consists of thick-bedded Magura sandstones.

In both of the above described Bystrzyca and Krynica units several minor tectonic scales can be found (Burtan *et al.* 1976; 1978; Oszczytko *et al.* 1999). From the South the Gorce Mountains area borders with Pieniny Klippen Belt, while the northern perimeter is defined by contact line of Magura nappe thrust onto Grybów nappe, also known as Obidowa-Słopnice Unit (Cieszkowski 1985), Fore-Magura Unit (Burtan *et al.*, 1976, 1978), or Window Unit.

The Krynica Unit, known also as Turbacz Ridge (in: Bur-tan *et al.*, 1976, 1978), extends over southern part of Gorce. It borders on the South with Pieniny Klippen Belt, while its leading edge – overthrust contact line with Bystrzyca Unit – traverses along the northern slope of Stare Wierchy, Obidowiec, Turbacz, Mostownica and Kudłoń mountain range. It des-

cends then from Kudłoń to the valley of Kamienica River near Rzeki and follows upstream the Ustępne creek towards the summit of Gorc. It can be traced further descending to the source area of Młynny Creek valley. Generally, the overthrust contact line follows the latitude lines. The angle of overthrust plane is estimated at about 45 degrees at shallow depths.

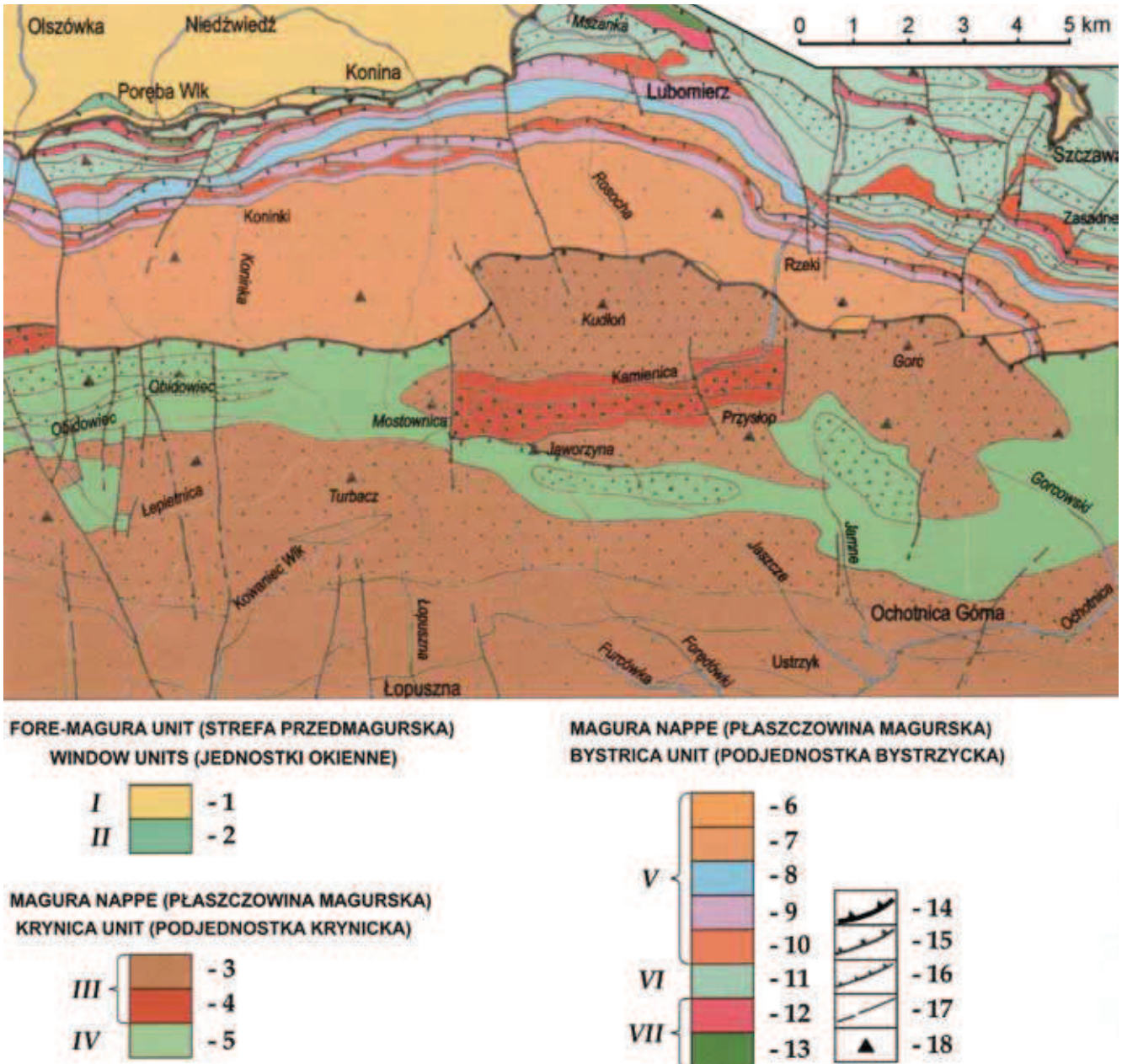


Fig. 2. Geological map of the Gorce National Park and its surroundings (after Cieszkowski *et al.*, 1998, Oszczytko *et al.*, 2002, partly changed and simplified) 1 – Krosno beds, Cergova beds, 2 – Hulina formation, inoceramus beds (Jaworzyna beds), 3 – Magura formation, 4 – Zarzecze formation, Krynica sandstones, 5 – Szczawina formation (inoceramus beds), Szczawina sandstones, 6 – Malcow formation, 7 – Magura formation, 8 – Bistrice formation, Żeleźnica formation, 9 – Beloveza formation, 10 – Łabowa formation (eocene variegated shells), 11 – Inoceramus beds, Szczawina sandstones, 12 – Malinowa formation (Cr₃ variegated shells), 13 – Białe formation (radiolarian shells), 14 – Magura thrust onto window unit, 15 – Krynica unit thrust onto Bystrzyca unit, 16 – smaller thrusts, 17 – faults, 18 – main peaks • Mapa geologiczna obszaru Gorczańskiego Parku Narodowego i jego bezpośredniego otoczenia (wg Cieszkowskiego *et al.* 1998, Oszczytko *et al.* 2002, częściowo zmieniona, uproszczona) 1 – warstwy krośnieńskie, piaskowce cergowskie, 2 – formacja hulińska, warstwy inoceramowe (warstwy z Jaworzynki), 3 – formacja magurska, 4 – formacja z Zarzecza, ogniwo piaskowców krynickich, 5 – formacja szczawnicka (warstwy inoceramowe), piaskowce ze Szczawiny, 6 – formacja malcowska, 7 – formacja magurska, 8 – formacja bystrzycka, formacja żeleźnikowska, 9 – formacja beloweska, 10 – formacja z Łabowej (eocenijskie łupki pstre), 11 – warstwy inoceramowe, piaskowce ze Szczawiny, 12 – formacja z Malinowej (górnokredowe łupki pstre), 13 – formacja z Białego (z łupkami radiolariowymi), 14 – nasunięcie płaszczowiny magurskiej na jednostki okienne, 15 – nasunięcie podjednostki krynickiej na bystrzycką, 16 – nasunięcia mniejsze, 17 – uskoki, 18 – ważniejsze szczyty

The Krynica Unit is intensely folded. The beds are usually dislocated to a very steep position, often overturned back southwards. Folds are commonly asymmetric, usually showing secondary folding, and overturned backward in the southern part of the unit. The axes of the folds generally follow the W-E direction; the cases of stronger deviation from this direction are infrequent. Inclinations of axial planes of the folds show generally two trends. Within the northern part of the Krynica Subunit folds commonly bend eastward, while within southern part they are inclined towards South. Also a significant difference of dominant axial plane inclination between East and West part of the sub-unit was observed. To the West from summit of Stare Wierchy the folds usually display northern vergence. Folds in the eastern part display funnel-like position of their axial planes, caused by gradual change of vergence from northward to southward visible along the N-S geological section. Numerous normal and normal-lateral faults following generally the N-S direction were documented within Krynica Unit.

The Bystrzyca Units is noticeably less complex than Krynica Unit, with the exception of the zone adjacent to window units of Mszana Dolna. This zone was subject to secondary faulting. Burtan (1976, 1978) distinguished within the zone three minor overthrusts: Poręba Wielka, Koninki–Jasień–Kutrzyca and Szumiąca–Frączkowa subunits. Farther southwards the Rosocha subunit is characterized by the beds dipping towards South. The dip angle varies between 20 to 60 degrees. Folds, belonging to medium scale tectonics, are very frequent within the Bystrzyca Unit. Among them particularly interesting are chevron folds visible within Białe Formation in Biały Creek (Oszczypko, 1992). Faults documented in this area, similarly to Krynica subunit, generally follow the S-N direction and are mainly of normal or normal-lateral type. The largest documented fault traverses the Przysłop pass along the NNW-SSE direction.

The erosion and accumulation by rivers and creeks as well as the mass movements on slopes were dominating morphological factors during Quaternary times. The contemporary landscape is mainly a result of these phenomena. Sideway erosion by river and creeks triggered numerous landslides along their valley. The landslide material was then often re-deposited and accumulated by water as sandbanks. Downward erosion led to formation of river terraces. The interesting top trenches are also the effect of undercutting the slopes by rivers and the slope mass movements.

Observations of geological and geomorphological processes along the route Przysłop Pass – Troszecki Gorce Range – Stawiniec Glade – Kamienica Valley

The route starts from Przysłop Pass in Lubmierz that can be reached by public bus or by car. There is car park on the pass ready for several cars. From this point we should follow the yellow trail towards Troszacki Gorce Range, than the green trail to Stawiniec Glade, and finally the blue trail ending in Kamienica Valley (Fig. 3). The total length of the route is 11 km while the sum of ascents and descents is 460 m.

The first interesting geomorphological site {1} (the convention is the point 1 on the map corresponds to {1} in the text) is a shallow, 1 to 1.5 m deep top trench (Fig. 4).

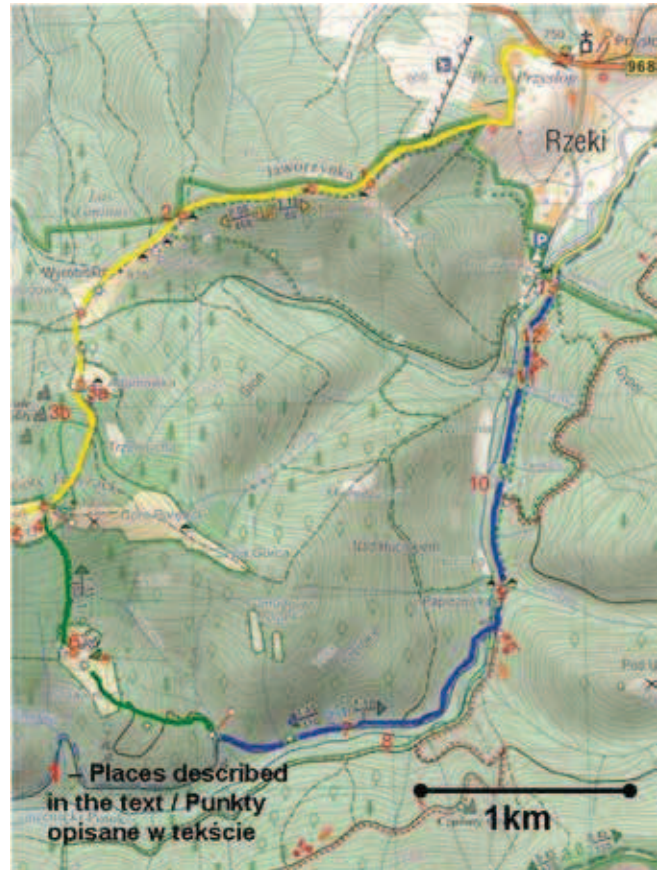


Fig. 3. Position of the locations described in this paper on the Gorce National Park map (Korpak *et al.*, 2009) • Lokalizacja opisanych punktów na fragmencie mapy Gorceńskiego Parku Narodowego (Korpak *et al.*, 2009)



Fig. 4. Top trench on Jaworzynka: a) end of split trench, b) alignment of split trench, phot. J. Barmuta • Rów rozpadlinowy na Jaworzynce: a) zakończenie rowu rozpadlinowego, b) przebieg rowu rozpadlinowego, fot. J. Barmuta

The trench can be followed from the shepherd shelter at Jarzozynka Glade up to the top of the mountain (to the Educational Display Board). The trench is a result of slope mass movement. The movement was initiated by erosion along Gorcowy and Rydyków creeks undercutting the slopes of the mountain. As a consequence the crest of the mountain split into a form of a trench. Elongated mounds of colluvium material can be contoured on both sides of the channel. The trench is 100 m long ending in spheroidal depression of around 5 m diameter and 0.5 m depth. Exposures of black shale and clays can be found behind the shepherd shelter. The vicinity of the shelter shows apparent features of slope colluvium even though reshaped by the builders.

Climbing up along the trail we will reach the Poskały Glade. An eye-catching, vast panorama {2} provides the major attraction of this location. To the right we will see the summits of Beskid Wyspowy Mts., to the left – Gorce Mountains and Beskid Sądecki Mts., and Tatra Mountains in the far background. When watching the landscape a question arises unavoidably. Why the all mountain ranges being so close to each other have such a striking different shapes? The answer is in the various rock mass forming the mountains. All of the ranges except Tatra Mountains belong to Outer (Flysch) Carpathian Mountains and they are almost entirely built with flysch of Magura nappe. Beskid Wyspowy Mts. – a prominent part of the panorama – are shaped within sediments of the Racza Unit. Thick-bedded Magura sandstones form the peaks as well as the main ridges, steep slopes and cliffs. This type of sandstones is not as much common in Beskid Wyspowy Mts. as in Gorce and Beskid Sądecki Mts. It is noticeable in the landscape that the sandstones appear generally at the same elevation. Whereas, the valleys, passes and other terrain depression were developed within less resistant clayey shales, thin-bedded sandstones and marls. These rocks are very susceptible to erosion and weathering. Additionally, the faulting pattern on this area contributed to “islandness” of the landscape. The other contributing factor was the character of the tectonic folds on Beskid Wyspowy Mts., area – they are usually short along the axis and bent into a form of dome or an inverse dome. In other words the length of fold axis is not much bigger than the fold radius. In contrast, the southern part of Gorce and Beskid Sądecki Mts. are built with sediments of Krynica Unit, and the folds within this area show mainly long and straight horizontal axes. Characteristically, the profile of this unit is dominated by thick-bedded sandstone that exhibits particular resistance to erosion, hence forms continuous ridges of horizontal crests. It is worth to note also, that the erosion resistant ridges were formed along the contact lines of overthrusts. If lucky to have a day of good visibility, we may be able to see the Tatra Mountains at the far background. The thorough observer can distinguish three different parts. The most pointed and sharp edged are the High Tatras extending West up to Liliowe Pass. The West Tatras separated by Hucińska Pass from Orava Foothills display more gentle contour character. The third part – Bielskie Tatras – are S-N elongated and are separated from other parts of Tatras by the pass Pod Kopą. Geological structure of all three major geographical parts of Tatras is entirely different. The High

Tatras are built with granitoids of so-called crystalline core. They were formed as a magma intrusion during Variscan Orogeny. West Tatras also contain crystalline core, yet there is significant presence of metamorphic rocks as well as sedimentary rocks, partially autochthonous and partially thrust over crystalline core as High-Tatric and Sub--Tatric Nappes.



Fig. 5. White Rocks. The frame indicates the area shown in Fig. 6, phot. M. Barmuta • Białe Skalki. Obszar zaznaczony ramką przedstawiono na Fig. 6, fot. M. Barmuta



Fig. 6. Diagonal lamination within profile of Piwniczna sandstone, phot. M. Barmuta • Warstwowanie przekątne, ogniwo piaskowca z Piwnicznej, fot. M. Barmuta

These sedimentary rocks form lower peaks of the Tatra Mts. Bielskie Tatras Mts. are entirely built with sedimentary rocks; mainly limestones, dolomites and marls belonging to Sub-Tatric Nappe.

Following the trail further we will arrive to Adamówka Glade. To this point the trail led over Bystrzyca Unit. On the Glade we will cross the overthrust boundary and will step onto outcrops of Krynica Unit. There are two interesting objects at the far perimeter of the glade. One is a small group of tors {3a} around 3 m high, that we will find next to the trail 100 m from the glade. They are known for their pulpit like shape. The rocks are shaped within the thick bedded Piwniczna Sandstone Member. The thickness of sandstone beds, thin at upper part of the exposure, increases down the profile. The other, even more interesting object can be found by slightly diverting West from the trail. It is a group of Białe Skalki Tors {3b}. These rocks are also built with sediments of the Piwniczna Sandstone Member. The group was formed by landslide that was a result of slope undercutting by nearby Ścisły Creek.

The first tor we meet when walking from yellow trail is rather small – around 1 m high. It is a conglomerate with visible, 4 to 5 mm large, grains of quartz and potassium feldspars. The next tor is much bigger – about 15 m high (Fig. 5). It is built with packets of sandstones and conglomerates, likely deposited through erosional channels. On the rock wall we can observe interesting sedimentary structures like escape channels, as well as the results of insolation weathering (peeling of sheets of sandstones). Three meters above the ground, we can find an unobscured view on 3 m long section of sandstone layer with typical diagonal lamination (Fig. 6). The red thin coating contains iron oxides as a product of chemical weathering of sandstone. The lower part of the tor shows features of eolian erosion. Exploring the tors group further, we may find variety of shapes and sizes.

The next interesting spot is about 1 km further along the trail on a glade on summit area of Gorce Troszacki. A depression, displaying a shape of rounded corners triangle (Fig. 7) is located in the center of the glade, on the left side of the footpath. The depth of the depression is about 1 m. It is an example of surface subsidence. Other examples of mass slope movements like soil creep and minor landslide also occur within the glade.



Fig. 7. Example of subsidence in Gorce Troszacki, phot. M. Barmuta • Przykład osiadania, Gorce Troszacki, fot. M. Barmuta

Next attention drawing object we will discover at the end of the glade on the left side, close to edge of the forest, when heading towards the peak of Kudłoń. It is a large, pond {5} of landslide origin, 25 m long and 20 m wide. It is permanently dry. The pond basin was formed within colluvium as a result of slope mass movements. It is largely backfilled with organic debris developed into low peat bog. The banks can be clearly seen until the end of April when the view becomes obscured by vegetation. The banks are partially shaped by minor landslides. There are several young firs growing in the center of the former pond lake. The pond can be found on older tourist maps under the name Morskie Oko (Sea Eye).

After visiting the pond's site we will need to go back several tens of meters to the junction of the yellow and green trails. The green trail will lead us to Stawiniec Glade. By covering around 800 m we will arrive at the ruins of shepherd shelter. In front of the shelter there is a shallow (around 0.5 m) top trench {6}. Comparing to the same phenomenon observed at site 1 the trench contours are better preserved despite its significantly smaller size (Fig. 8). Its length is about 50 m and the greatest width around 10 m. The trench is located along the crest of the hill that had been stretched sideways as a result of slopes undercutting by tributaries of Kamienica River. Slope colluvial forms occur on both sides of the trench. Small creek took its course along the trench bottom.



Fig. 8. Top trench on Stawiniec glade, phot. M. Barmuta • Rów rozpadlinowy na polanie Stawiniec, fot. M. Barmuta



Fig. 9. Landslides near Papieżówka, phot. M. Barmuta • Osuwiska za Papieżówką, fot. M. Barmuta

After walking next 1.1 km in distance we will meet the blue trail. This point is an opportunity to see the river's erosion and accumulation. Around 0.5 km further we will discover small outcrop of sandstone beds {7}. Rocks are intensely fractured and loosened, so the beds are hardly visible. At least two joint sets could be identified in the exposure. The sandstone exhibits particular uniformity of lithological features, also in the cracks there is no calcite filling that is much common in the other areas.

Next 1 km of trail is leading along deep V-shaped valley of Kamiénica {8} at the end of which the river changes its direction, significantly slows its current and the river bed becomes much broader. Several oxbow lakes were formed by the river eroding the banks and changing the course.



On the Papieżówka Glade {9}, just behind the shepherd shelter we will be able to see two overlapping landslides (Fig. 9). Their height is about 20 m and the joint width about 30 m. The sliding down of weathered rock debris and soil uncovered thick layers of sandstone belonging to the Piwniczna Sandstone Member. The lower part contains conglomerates typical for Krynica Unit. The landslides are largely overgrown with vegetation.

On the trail section of about 1 km from Papieżówka to the tributary of Koryciska Creek, the river current is even and relatively slow {10}. The river discharges large amounts of alluvial material (Fig. 10) in form of sandbanks. This is an example of river accumulation action. The material brought by the river locally builds up banks and isles. The fine and coarse grain fractions were not carried further because slow and non-turbulent current could not keep them in suspension or traction. Thickness of the accumulation on the river bed is about 1 m. Predominantly, the pebbles are poorly to very poorly sorted and their sizes vary from 2 to 20 cm, sometimes up to 35 cm. Most of these pebbles are poorly rounded.

Fig. 10. Sandbanks – river accumulation action, phot. M. Barmuta • Łachy – akumulacyjna działalność rzeki, fot. M. Barmuta

Fig. 11. River erosional action: a) the eversion hollow, b) joint's surface, c) waterfall located on the sandstone layer, d) undercutting of the river bank, phot. M. Barmuta • Erozyjna działalność rzeki: a) kocioł eworsyjny, b) powierzchnie ciosowe, c) próg skalny na ławicy piaskowca, d) podcinanie brzegu przez rzekę, fot. M. Barmuta



Further, the trail separates from the river bank so the observations are no longer possible. Instead we may focus and explore numerous landslides.

On the next 100 m section of the river an apparent intense erosional action by the current is observable (Fig. 11). We will see water cascading over three large rock steps {11}. Most often these steps were created by water removing the weak surrounding shale and thin and fractured layers of sandstone. The cascading water gains speed and becomes turbulent and destructive that explains the presence of plunge pools at the foot of the cascades. Little bit below the three

steps, there is another rock ledge where we can see a fault. We can deduce that the hanging wall was entirely eroded by water while it still can be seen on the rocky riverbank. There is a clear display of rhomboidal pattern of joint sets on an exposed layer of sandstone (Rzeki beds). It is worth to note large blocks of rocks scattered over the river bed – apparently evidence of rock fall from the cliff on the right side of the river. Similar rock steps and cascades can be watched over about 150 m length of the river. The contact line between Krynica and Bystrzyca Units is in not far away to this area.



Fig. 12. Exposure of Rzeki beds, phot. M. Barmuta • Odslonięcie warstw z Rzek, fot. M. Barmuta



Fig. 13. Exposure of Mniszek Shales Member. The frames indicate areas shown in Fig. 14 and Fig. 15, phot. M. Barmuta • Odslonięcie ogniwa łupków z Mniszka. Obszary zaznaczone ramką przedstawiono na Fig. 14 i Fig. 15, fot. M. Barmuta



Fig. 14. Folds within Mniszek Shales Member, phot. M. Barmuta • Fałdy w ogniwie z Mniszka, fot. M. Barmuta



Fig. 15. Filling channel, phot. M. Barmuta • Kanał wypełniający, fot. M. Barmuta

Around 300 m from the Park boundary, above the left bank of the creek, there is an outcrop of large rock cliff {12} of circa 5 m height and 12 m width. The hick bedded sandstones are exposed here (Fig. 12). The beds show the increasing up to about 1m thickness in central part of the profile. Towards the top, the thickness decreases to tens of centimeters while downward it is about 50 to 70 centimeters. The exposed rock cliff belongs to rocks of Rzeki beds. The sandstone beds are separated by very thin layers of dark shale. The beds are in normal position. Casts of sedimentation structures – bioglyphes, fish scales, and whirl holes could be found on the beds floor. Sandstone beds divide into blocks along jointing. Sandstone, when weathered splits easily into several mm thick laminas. The surface of the laminas shines like silver because of high content of flaky mica and biotite. Seven meters below the cliff there is another rocky exposure in a form of a 1.5 m thick bench.

The last geological site (Fig. 13) is located near the barrier at the entrance to the Park {13}. Around 30 m long outcrop of the Mniszek Shale Member with distinct folds can be seen in the river bed (Fig. 14). It is apparent the bedrock has been uncovered by the creek action from underneath about 1 m thick soil cover.

The shale content in the exposed profile is largely higher than the sandstone. It displays easily splitting along several

mm thin laminas. The shale is grayish brown, and when wet the laminas planes glistens revealing high content of mica. Numerous fossils like fish scales and traces of barrowing can be found in the shale. Sandstone beds show well defined joint sets. Frequently, individual joints show calcite infill. Sandstone is predominantly thin-bedded with the average thickness of around 20 cm. Upstream section of the profile contains sandstone beds up to 1 m thick. The strike of the layers is transverse to the creek and the sandstone beds form many sills and cascades. On the bed plains there can be found commonly imprints of sedimentation structures. A large size filling channel belongs to the most interesting feature is (Fig. 15). Variable laminations observable in the sandstone indicate unstable and frequently changing river current.

Conclusions

The Gorce Mountains National Park in its educational program currently concentrates on fauna and flora rather than geology and geomorphology. Based on the study presented in this paper the author suggests the new opportunities to broaden the Park's educational offer. By including geotourism over many interesting geological sites the Park may certainly enhance the attractiveness of the trails and contribute to geological knowledge of the visitors. □

Streszczenie**Geoturystyka podczas spaceru
w północno-wschodniej części
Gorczańskiego Parku Narodowego****Maria Barmuta**

W artykule podjęto próbę wykorzystania możliwości dydaktycznych znajdujących się na terenie Gorczańskiego Parku Narodowego. Starano się wykazać potencjał znajdujących się na tym terenie obiektów geologicznych. Opisany poniżej obszar badań znajduje się na terenie północno-wschodniej części Gorczańskiego Parku Narodowego. Jest to kraina geograficzna znajdująca się w południowo-zachodniej części Karpat (Fig. 1) (Kondracki, 1978).

Budowa geologiczna

Gorce zbudowane są, w głównej mierze z utworów płaszczowiny magurskiej, która na tym obszarze Gorców dzieli się na dwie jednostki: jednostkę bystrzycką i krynicką (Fig. 2). Część północną buduje jednostka bystrzycka. Obejmuje ona ciągły profil osadów wieku od cenomanu (wczesna późna kreda) do późnego eocenu (Cieszkowski *et al.* 1998). Jednostka ta (w porównaniu do jednostki krynickiej) charakteryzuje się występowaniem znacznej ilości łupków i piaskowców cienko- i średnioławicowych. Najstarsze utwory jednostki magurskiej w Gorcach reprezentowane są przez czarne i zielone łupki plamiste, miejscami radiolariowe formacji z Jasienia (Oszczypko *et al.* 2005). Wyżej profilu znajdują się łupki górnokredowej formacji z Malinowej. Następnie w profilu odsłania się formacja z Białego, reprezentowana przez cienko i średnioławicowy flisz. Wyżej umiejscowiona jest eoceńska formacja z Łabowej. Kolejne wydzielenie tworzą cienko ławicowe, popielate łupki i piaskowce formacji beloweskiej. Wyżej zalegają formacja żeleznikowska i bystrzycka. Następnie znajduje się formacja magurski najmłodsza formacja malcowska. Na opisywanym poniżej szlaku można znaleźć w dość nietypowym położeniu stanowiska ogniwa łupków z Mniszka i warstwy z Rzek. Ogniwo łupków z Mniszka (eocen środkowy-eocen górny), umieszczone jest na ogół w obrębie jednostki krynickiej. W wydzieleniu tym najniższą część stanowią cienko- i średnioławicowe utwory fliszu rozwinięte w facji beloweskiej z poziomem środkowoeoceńskich łupków pstrych. Warstwy z Rzek wprowadzono (Cieszkowski *et al.* 1998) zamiast wprowadzonego przez Burtan (1976, 1978) ogniwa pod nazwą „warstwy przedmagurskie”. Ogniwo to stanowi sekwencję przejściową między ogniwem łupków z Mniszka a ogniwem piaskowców z Popradu. Występują tutaj przeważnie piaskowce gruboławicowe typu piaskowców magurskich frakcji muskowitzowej przekładanych pakietem cienko- i średnioławicowego fliszu.

Część południową Gorców, w tym partię szczytowe, buduje jednostka krynicka, w której przeważają gruboławicowe piaskowce magurskie. Najstarsze utwory tej jednostki pochodzą z górnej kredy i paleogenu. Reprezentowane są przez formację szczawnicką. Kolejny fragment profilu stanowi dolnoeoceńska formacja z Zarzecza. W jej obrębie wyróż-

nia się gruboławicowe piaskowce zlepieńcowate i drobne zlepieńce ogniwa krynickiego. Najmłodsze są utwory formacji magurskiej, dzielące się na trzy ogniwa: ogniwo piaskowców z Piwnicznej, warstwy z Kowańca i ogniwo piaskowców z Popradu. Ogniwo zlepieńców krynickich (eocen dolny) występuje w obrębie formacji z Zarzecza. Ogniwo piaskowców z Piwnicznej (eocen dolny i środkowy) zawiera kompleksy zlepieńców krynickich, a także pakiety łupków pstrych. Najwyższa część ogniwa reprezentowana jest przez gruboławicowe piaskowce magurskie.

Jednostka krynicka, lokalnie nazywana skibą Turbacza (Watycha 1963) lub jednostką Turbacza (Burtan *et al.*, 1976, 1978), obejmuje swoim zasięgiem część południową Gorców. Od południa graniczy z PPS, a jej nasunięcie na podjednostkę bystrzycką biegnie północnym stokiem grzbietu łączącego Stare Wierchy, Turbacz i Kudłoń. Następnie z Kudłonia schodzi do doliny rzeki Kamienica w okolice Rzek, a dalej potokiem Ustępne w okolice szczytu Gorca od strony północnej. Kolejno intersekcja nasunięcia schodzi w okolice źródłowej części doliny Młynnego. Kąt nachylenia powierzchni nasunięcia szacowany jest w strefie przypowierzchniowej na ok 45°. Jednostka krynicka jest silnie sfałdowana. Fałdy tu występujące to zwykle fałdy asymetryczne, zazwyczaj drugorzędnie dysharmonijnie sfałdowane, a w części południowej wstecznie obalone w stosunku do kierunku nasunięcia. Osie fałdów mają zwykle przebieg W-E (niekiedy ulegają one skróceniu). W części północnej podjednostki krynickiej w większości przypadków występuje wergencja wschodnia, a w części południowej południowa. Ponadto istnieje duża różnica pomiędzy częścią wschodnią a zachodnią. Na zachód od Starych Wierchów dominuje wergencja północna wzdłuż przekroju N-S, z kolei w części wschodniej obserwuje się wachlarzowaty układ fałdów wynikający ze zmiany wergencji z północnej na południową wzdłuż profilu N-S. W rejonie podjednostki krynickiej zaobserwowano liczne uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze o przebiegu zbliżonym do N-S.

Jednostka bystrzycka ma budowę znacznie prostszą od podjednostki krynickiej z wyjątkiem strefy, gdzie kontaktuje się ona z jednostkami okiennymi Mszany Dolnej, w których doszło do złuskowacenia (Burtan *et al.*, 1976, 1978). W jednostce bystrzyckiej obserwuje się liczne zafałdowania, głównie w skali mezo. Występują tu tak zwane chevron-folds widoczne w formacji z Białego w dolinie Kamienicy w pobliżu Białego (Oszczypko, 1992). Uskoki w tym obszarze, podobnie jak w podjednostce krynickiej, mają przebieg zbliżony do południkowego i reprezentowane są przez uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze. Największy uskok, o kierunku NNW-SSE, przecina przełęcz Przysłop.

W czwartorzędzie dominujący wpływ na morfologię tego terenu miała działalność erozyjna i akumulacyjna rzek oraz ruchy masowe, które ukształtowały obecny krajobraz. Wynikiem działalności rzek są przede wszystkim liczne osuwiska na brzegach cieków wodnych, powstałe głównie poprzez erozyjne podcinanie brzegów. Działalność rzek przejawia się również poprzez akumulację materiału w formie łach. W dolinach zaobserwować można również liczne terasy rzeczne. Ponadto podcinanie stoków gór przez rzeki doprowadziło do powstania bardzo interesujących form geomorfologicznych – rowów rozpadlinowych.

Obserwacja procesów geologicznych i geomorfologicznych w terenie (Przełęcz Przysłop–Gorc Troszacki–Polana Stawieniec–Dolina Kamienicy–Przełęcz Przysłop)

Trasa rozpoczyna się od przełęczy Przysłop w Lubomierzu, gdzie można dotrzeć autobusem lub własnym samochodem. Z punktu startowego należy udać się szlakiem żółtym na Gorc Troszacki, następnie szlakiem zielonym na polanę Stawieniec i dalej niebieskim doliną Kamienicy (Fig. 3). Łączna długość trasy wynosi 11 km. Suma przewyższeń wynosi 460 m.

Pierwszą atrakcją geomorfologiczną {1} (punkt 1 oznaczony na mapie w tekście odpowiada {1}) jest niezbyt głęboki (od 1 m do 1,5 m) rów rozpadlinowy (Fig. 4). Powstał dzięki powierzchniowym ruchom masowym, które zostały zainicjowane przez erozję rzeczną potoków Gorcowy i Rydyków. Doprowadziło to do rozsunęcia partii szczytowych. Rów, długości 100 m, z dwóch stron otoczony jest wydłużonymi wałami koluwalnymi, a zakończony kulistym obniżeniem terenu. Miejsce to można porównać do małego stawu osuwiskowego.

Idąc dalej dochodzimy do polany Podskąły. Tutaj uwagę zwraca przede wszystkim rozległa panorama {2}. Z prawej strony patrzymy na szczyty Beskidu Wyspowego, z lewej na Gorce, Beskid Sądecki, a w dali na Tatry. Nasuwa się pytanie, dlaczego tak niedaleko od siebie oddalone góry mają tak odmienną budowę. Różna budowa wynika ze skał znajdujących się w podłożu. Wszystkie wymienione pasma górskie (poza Tatrami) wchodzi w skład Zachodnich Karpat Fliszowych i prawie w całości zbudowane są z fliszu płaszczowiny magurskiej. Część Beskidu Wyspowego, obejmującego panoramę, budują utwory jednostki raczańskiej. Gruboławicowe piaskowce magurskie tworzą szczyty, główne grzbiety i strome stoki. Jest ich, w porównaniu z Gorcami i Beskidem Sądeckim, stosunkowo niewiele. Można zauważyć, że zalegają na podobnej wysokości. Z kolei doliny, siodła i obniżenia ukształtowane zostały w mniej odpornych łupkach ilastych, piaskowcach cienkoławicowych i marglach. Utwory te są bardziej podatne na erozję i wietrzenie. Dodatkowo w tworzeniu „wyspowości” pomogły uskoki znajdujące się na tym terenie. Nie bez znaczenia jest również fakt, że fałdy występujące na obszarze Beskidu Wyspowego są krótkoosiowe i mają formę brachysynklin i brachyantyklin. Z kolei południowa część Gorców i Beskid Sądecki zbudowane są z młodszej jednostki krynickiej, gdzie występują fałdy linijne o długich osiach. Jednostka ta charakteryzuje się występowaniem przede wszystkim piaskowca gruboławicowego, który jest znacznie bardziej odporny na niszczenie, dlatego grzbiety mają przebieg ciągły, o podobnej wysokości. Istotne jest również, że twarde, odporne na erozję grzbiety powstały w miejscach nasunięć tektonicznych. Na ostatnim planie, przy dobrej widoczności można zobaczyć Tatry, które można podzielić na Tatry Wysokie, Zachodnie i Bielskie. Budowa geologiczna tych trzech części różni się od siebie. Tatry Wysokie zbudowane są z granitoidów trzonu krystalicznego. Tatry Zachodnie również tworzy trzon krystaliczny, jednak pojawiają się tutaj przede wszystkim skały metamorficzne, a także skały osadowe częściowo autochtoniczne, zaś częściowo nasunięte jako płaszczowiny reglowe i wierchowe. Tatry Bielskie zbudowane są ze skał osadowych, głównie wapieni, margli i dolomitów, należących do dolnej płaszczowiny reglowej.

Idąc dalej szlakiem dochodzimy do polany Adamówka. W rejonie polany przekraczamy miejsce nasunięcia i wkraczamy na utwory jednostki krynickiej. Niewielkie zgrupowanie skałek {3 a} znajduje się przy szlaku, ok. 100 m od polany. Są to ambony skalne wysokości ok. 3 m. Skałki zbudowane są z gruboławicowego piaskowca z Piwnicznej. Po odejściu na zachód można dojść do Białych Skałek {3 b} zbudowanych również z ogniwa piaskowca z Piwnicznej. Skałki są pochodzenia osuwiskowego, związanego z erozyjną działalnością Potoku Ścisłego. Pierwsza skałka jest niewielkich rozmiarów (1 m wysokości). Kolejna skała jest znacznych rozmiarów – ok. 15 m (Fig. 5). Zbudowana jest z pakietów piaskowców i zlepieńców. W odsłonięciu można zaobserwować ciekawe struktury sedymentacyjne (struktury ucieczkowe, kanały erozyjne) oraz efekt insolacji. W jednym miejscu, od strony zachodniej widać zmianę układu warstw (Fig. 6). Na wysokości ok. 3 m pojawia się fragment warstwy piaskowca z warstwowaniem przekątnym. Możliwa do zaobserwowania miąższość warstwy wynosi ok. 1 m. Charakterystyczny czerwony nalot to tlenek żelaza, wytracony na skutek wietrzenia chemicznego.

Następny punkt znajduje się ok. 1 km dalej na polanie na wierzchołku Gorca Troszackiego. Mniej więcej w połowie polany po lewej stronie przy ścieżce znajduje się obniżenie terenu (Fig. 7). Jest to przykład osiadania {4} terenu. Na polanie można również obserwować inne ruchy masowe jak splezywanie czy osuwanie.

Na końcu polany, pod lasem znajduje się rozległy, całkowicie wyschnięty, staw osuwiskowy {5} o długości ok. 25 m i szerokości 20 m. Misa jeziora powstała na skutek działania ruchów masowych utworzyła się na osadach koluwium. Jest wypełniona osadami organicznymi, tworząc torfowisko niskie.

Po obejrzeniu jeziora należy wrócić kilkadziesiąt metrów do miejsca, gdzie do szlaku żółtego dołącza zielony biegnący na polanę Stawieniec. Po przejściu ok. 0,8 km dochodzimy do częściowo zawalonej baczki. Dokładnie naprzeciw niej znajduje się płytki (ok. 0,5 m) rów rozpadlinowy {6}. Rów ten jest bardziej widoczny niż poprzedni, mimo że jest znacznie płytszy (Fig. 8). Długość rowu wynosi ok. 50 m, a jego maksymalna szerokość wynosi ok. 10 m. Jest on posadowiony na grzbiecie rozciągniętym przez erozję dopływów Kamienicy. Po obu stronach rów otoczony jest niewielkimi koluwalnymi osuwiskowymi. Obecnie dno rowu wykorzystane jest jako koryto przez mały strumień.

Przechodząc następny odcinek (1,1 km), dochodzimy do szlaku niebieskiego. Tutaj można obserwować głównie erozyjną i akumulacyjną działalność rzeki. Około 0,5 km dalej możemy zaobserwować niewielkie odsłonięcie ławicy piaskowca {7} o wysokości 2,5 m. Skały są silnie splekane, rozluźnione, z trudnymi do wyróżnienia ławicami. Widoczne są co najmniej dwa systemy ciosu. Piaskowiec jest jednolity, w splekaniach nie zaobserwowano żył kalcytowych.

Na kolejnym odcinku długości ok. 1 km można obserwować głęboką dolinę V-kształtną {8}. Następnie dolina Kamienicy zmienia swój bieg, znacznie zmniejsza spadek, z kolei dno znacznie się rozszerza. W wielu miejscach można zobaczyć starorzecza, które są wynikiem erozji bocznej.

Na polanie Papieżówka {9} za baczka można zaobserwować dwa duże, nakładające się osuwiska (Fig. 9).

Ich wysokość wynosi ok. 20 m, a łączna szerokość ok 30 m. Po zejściu materiału skalnego odsłoniły się grube ławice piaskowca (ogniwo piaskowców z Piwnicznej, część dolna z dużym udziałem zlepieńców krynickich). Osuwiska są już częściowo zarośnięte.

Na odcinku ok. 1 km (od Papieżówki do dopływu potoku Koryciska) rzeka ma dość spokojny nurt {10}. W korycie można obserwować wyspy z materiału aluwialnego (Fig. 10) – łachy. Powstają one przez akumulacyjną działalność rzeki. Materiał niesiony przez płynącą wodę zatrzymuje się w tych miejscach, tworząc wyspy. Nie wędruje on dalej, ponieważ woda ma mniejszą siłę nośną. Miąższość pokrywy akumulacyjnej w korycie wynosi ok. 1 m. Otoczaki są słabo i bardzo słabo wysortowane. Ich średnica jest zróżnicowana: 2–20 cm (niekiedy dochodząca do 35 cm). Większość z nich charakteryzuje się słabym obtoczeniem.

Na kolejnym odcinku długości ok. 100 m można zaobserwować intensywną działalność erozyjną rzeki (Fig. 11). Pojawiają się trzy duże progi skalne {11}. Progi takie powstają na ławicach piaskowcowych, które są znacznie bardziej odporne na niszczenie niż łupki. Woda płynąca z dużą siłą uderza o miękkie podłoże i wypłukuje znajdujący się tam materiał skalny. Pod progami, w miejscu gdzie woda ma największą siłę niszczącą, znajdują się zagłębienia – kotły eworsyjne. Nieco poniżej, na jednym z progów skalnych, można zauważyć zerodowany uskok – skrzydło wiszące zostało zniszczone przez rzekę. Można je zaobserwować w ścianie skalnej. Na powierzchni warstwy piaskowca (warstwy z Rzek) widać romboidalne systemy ciosowe. W korycie znajdują się też duże bloki skalne – efekt obrywu skalnego ze ściany znajdującej się na prawym brzegu potoku. Podobne progi możemy obserwować na długości ok. 150 m. W tym rejonie znajduje się granica między jednostką krynicką a bystrzycką.

Około 300 m od granicy parku w potoku po jego lewej stronie odsłania się dość duża ściana skalna {12} wysokości 5 m i szerokości 12 m. Widać tu gruboławicowe piaskowce (Fig. 12). Największa miąższość piaskowców znajduje się w centralnej części odsłonięcia i wynosi ok. 1 m. W dolnej części odsłonięcia warstwy mają miąższość ok. 60 cm.

Zaznacza się spadek miąższości w górę profilu. Odsłonięcie znajduje się w ogniwie formacji z Rzek. Ławice piaskowca poroździelane są bardzo cienkimi wkładkami ciemnych łupków. Warstwy zalegają normalnie. W spągu widać odlewy struktur sedymentacyjnych – bioglify, jamki wirowe. Piaskowce, ze względu na sieć spękań, dzielą się na bloki. W wyniku wietrzenia rozwarstwiają się na kilkumilimetrowe warstewki. Piaskowce zawierają duże ilości miki i biotyty – ich powierzchnie błyszczą się srebrzyście.

Ostatni punkt (Fig. 13) znajduje się przy szlabanie zamykającym wejście do parku {13}. W korycie rzeki na długości ok. 30 m ciągnie się duże odsłonięcie ogniwa łupków z Mniszka z wyraźnie widocznymi strukturami fałdowymi (Fig. 14). Nad skałami leży pokrywa glebowa grubości ok. 1 m.

W odsłonięciu stwierdza się znaczną przewagę łupków nad piaskowcem. Łupek wykazuje tendencję do podziału na kilkumilimetrowe laminy. Skała ma kolor szarobrunatny, mokra lśni się srebrzyście, co sugeruje zawartość miki. W łupku znajdują się liczne mikroskamieniałości (łuski ryb) i prawdopodobnie ślady żerowania. Na warstwach piaskowca stwierdza się występowanie pęknięć (cios), które wypełnione są kalcytem. Warstwy piaskowca są cienkie – ok. 20 cm, grubsze do ok. 1 m w górze potoku. Progi w korycie strumienia tworzące się w warstwach piaskowca mają małą wysokość. Na powierzchni warstw stwierdzono liczne struktury sedymentacyjne. Najbardziej interesujący jest duży rozmiarów kanał wypełniający (Fig. 15). Nieregularne laminacje w piaskowcu wskazują na zmienny reżim przepływu.

Wnioski

Powyższy artykuł wykazuje, że w każdym terenie można znaleźć obiekty interesujące pod względem geologicznym, a ich liczba zależy od dokładności prowadzonych obserwacji. Obecnie Gorczański Park Narodowy skupia się na edukacji w zakresie przyrody ożywionej. Stosowne byłoby rozszerzenie swojej działalności edukacyjnej o tematykę związaną z przyrodą nieożywioną. Wprowadzenie do swojej oferty nowej dyscypliny dydaktycznej, którą jest geoturystyka, przyczyni się do urozmaicenia oferty, zwiększenia zainteresowania i poszerzenia wiedzy z zakresu geologii odwiedzających Gorczański Park Narodowy.

References (Literatura)

- Burtan, J., Paul, Z., Watycha, L., 1976. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50000. Arkusz Mszana Górna. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Burtan, J., Paul, Z., Watycha, L., 1978. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50000*. Arkusz Mszana Górna. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa, 70 pp.
- Cieszkowski, M., 1985. Stop 22: Nowy Targ–Samorody. Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). In: Birkenmajer K. (ed.), *Guide to Excursion 2*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 54–58.
- Cieszkowski, M., Oszczytko, N., Polak, A., Zuchiewicz, W., 1998. Operat ochrony zasobów i walorów przyrody nieożywionej i gleb w Gorczańskim Parku Narodowym. *Manuskrypt*. Biblioteka GPN, Poręba Wielka.
- Kondracki, J., 1978. *Karpaty*. Warszawa, 271 pp.
- Korpak J., Kruszelnicka D., 2009. Mapa udostępnienia GPN w skali 1 : 25 000. Wydawnictwo Kartograficzne Compass, Kraków.
- Książkiewicz, M., 1966. Geologia regionu babiogórskiego. *Przewodnik XXXIX Zjazdu PTG*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–58.
- Oszczytko, N., 1979. Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem (płaszczowina magurska). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 293–325.
- Oszczytko, N., 1992. Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geologica Carpathica* 43, 6: 333–338.
- Oszczytko, N., Malata, E., Oszczytko-Clowes, M., 1999. Revised position and age of deposits on the northern slope of the Gorce Range (Bystrica Subunit, Magura Nappe, Polish Western Carpathians). *Slovak Geological Magazine*, 5, 4: 235–254.
- Oszczytko, N., Malata, E., Bąk, K., Kędziński, M., Oszczytko-Clowes, M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian-Lower/Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Raca Subunits of the Magura Nappe; Western Flysch Carpathians (Beskid Wyspowy and Gorce Range, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 27–69.
- Różański, W., 2006. *Gorczański Park Narodowy – 25 lat ochrony dziedzictwa przyrodniczego i kulturowego Gorców*. Wydawnictwo Gorczański Park Narodowy, 339 pp.
- Watycha, L., 1963. Flisz magurski południowej części Gorców. *Przegląd Geologiczny*, 8: 371–379.