


# A c t a Universitatis Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

20  
2021

pod redakcją  
Zbigniewa Rdzanego



 WYDAWNICTWO  
UNIwersYTETU  
ŁÓDZKIEGO

COPE  
Member since 2021  
JM15101

A c t a  
Universitatis  
Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

20  
2021



WYDAWNICTWO  
UNIWERSYTETU  
ŁÓDZKIEGO

# A c t a Universitatis Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

20  
2021

pod redakcją  
Zbigniewa Rdzanego



 WYDAWNICTWO  
UNIwersYTETU  
ŁÓDZKIEGO

COPE  
Member since 2021  
JM15101

ŁÓDŹ 2021

REDAKCJA

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS. FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

*Zbigniew Rdzany* (redaktor naczelny), *Jan Degirmendžić* (redaktor statystyczny)  
*Jolanta Fiszbak* (redaktor językowy), *Anna Majchrowska* (redaktor tematyczny – geografia fizyczna, geoekologia)  
*Aleksander Szmidt* (redaktor tematyczny – GIS, kartografia cyfrowa), *Małgorzata Frydrych* (sekretarz redakcji)

RADA REDAKCYJNA

*Paweł Jokiel* (Uniwersytet Łódzki), *Tomasz Kalicki* (Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce)  
*Polina Lemenkova* (Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moskwa)  
*Adam Łajczak* (Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie), *Ján Novotný* (Słowacka Akademia Nauk, Bratysława)  
*Eva Pauditšová* (Uniwersytet Komeńskiego w Bratysławie), *Mariusz Szubert* (Uniwersytet Pedagogiczny  
im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie)

RECENZENCI

*Andrzej Chmielewski* (Instytut Chemii i Techniki Jądrowej, Warszawa)  
*Ján Novotný* (Słowacka Akademia Nauk, Bratysława)  
*Anna Orłowska* (Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie)  
*Artur Zieliński* (Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce)

REDAKTOR INICJUJĄCY

*Sylvia Mosińska*

KOREKTA I SKŁAD KOMPUTEROWY

*Aleksandra Retkiewicz*

KOREKTA TECHNICZNA

*Wojciech Grzegorzczak*

PROJEKT OKŁADKI

*Agencja Reklamowa efectoro.pl*

Opublikowano gotowe materiały dostarczone do Wydawnictwa UŁ  
przez Wydział Nauk Geograficznych

ISSN 1427-9711

e-ISSN 2353-6063

© Copyright by Authors, Łódź 2021

© Copyright for this edition by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2021

Redakcja Acta Universitatis Lodzianis. Folia Geographica Physica  
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88  
tel. (+48 42) 665 59 35  
<http://foliagp.geo.uni.lodz.pl/>  
e-mail: [geografiz@geo.uni.lodz.pl](mailto:geografiz@geo.uni.lodz.pl)

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego  
Wydanie I. W.10632.22.0.Z

Ark. druk. 4,875

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego  
90-237 Łódź, ul. Jana Matejki 34A  
[www.wydawnictwo.uni.lodz.pl](http://www.wydawnictwo.uni.lodz.pl)  
e-mail: [ksiegarnia@uni.lodz.pl](mailto:ksiegarnia@uni.lodz.pl)  
tel. 42 635 55 77

**ARTYKUŁY**

**ARTICLES**





Magdalena Długosz-Lisiecka<sup>1\*</sup>  • Marcin Krystek<sup>2</sup>  • Mariusz Koper<sup>3</sup> • Tomasz Grala<sup>3</sup>  
Hanna Leniec-Koper<sup>3</sup> • Michał Barasiński<sup>3</sup> • Magdalena Talar<sup>3</sup> • Ireneusz Kamiński<sup>3</sup>  
Robert Kibart<sup>3</sup> • Wojciech Małeck<sup>3</sup> • Piotr Kukliński<sup>3,4</sup> 



<sup>(1)</sup> Lodz University of Technology, Faculty of Chemistry, Institute of Applied Radiation Chemistry; <sup>(2)</sup> Geological Museum, University of Lodz; <sup>(3)</sup> Member of the Katharsis II team, World Ocean; <sup>(4)</sup> Institute of Oceanology, Polish Academy of Sciences  
\*Corresponding author, e-mail: mdlugosz@mitr.p.lodz.pl

## Natural gamma radiation at the sea level around the Antarctic continent recorded south of the 62° parallel

## Naturalne promieniowanie gamma na poziomie morza wokół kontynentu antarktycznego zarejestrowane na południe od równoleżnika 62°

### Abstract

This study presents the results of dosimetry radiation measurement performed in the Antarctic region at the surface of the sea which was conducted between January and March 2018. Over 2200 records were collected using a portable Gamma Scout Online radiometer during a 72-day voyage circumnavigating the continent of Antarctica. The mean average of the measured radiation dose rate was  $0.091 \mu\text{Sv h}^{-1}$  and varied from  $0.052$  to  $0.193 \mu\text{Sv h}^{-1}$ . These results are above global average dose rate of radiation at sea level ( $0.031 \mu\text{Sv h}^{-1}$ ) and often higher than those recorded on the Antarctic continent. Yet generally our records fall within well recognized latitudinal trend of radiation being higher toward poles. This is results of troposphere begins at lower altitude in Antarctic in comparison to lower latitudes. The origin of this radiation is natural and results from the presence of higher cosmic rays and secondary radiation induced in the atmosphere. The presence of terrestrial radionuclides in the Antarctic environment has a local, secondary influence on the measured values of radiation. The theoretical calculated annual dose equivalent for humans present in Antarctica could often exceed the limit of 1 mSv as recorded for other Antarctic locations yet our results ( $0.772$  mSv per year) do not confirm that.

### Keywords

Antarctic continent, sea level, dose rate monitoring, cosmic radiation, hazards of ionizing radiation.

### Zarys treści

W pracy przedstawiono wyniki dozymetrycznych pomiarów promieniowania, przeprowadzonych przez załogę jachtu Katharsis II, w trakcie 72-dniowego rejsu wokół Antarktydy. Podczas rejsu trwającego od stycznia do marca 2018 roku, za pomocą przenośnego radiometru Gamma Scout Online rejestrowano dawki promieniowania na poziomie morza w odstępach 10-minutowych. Po wstępnej analizie statystycznej uzyskano dane w postaci 2200 rekordów, które wykorzystano do wnioskowania o rozkładzie promieniowania w rejonie Antarktyki. Średnia zmierzona moc dawki promieniowania wyniosła  $0,091 \mu\text{Sv h}^{-1}$  i wahała się od  $0,052$  do  $0,193 \mu\text{Sv h}^{-1}$ . Wyniki te są powyżej średniej globalnej mocy dawki promieniowania na poziomie morza ( $0,031 \mu\text{Sv h}^{-1}$ ) i często wyższe niż te zarejestrowane bezpośrednio na Antarktydzie. Jednak, generalnie zarejestrowane przez nas dawki promieniowania mieszczą się w dobrze rozpoznanym równoleżnikowym trendzie, w którym promieniowanie jest wyższe w kierunku biegunów. Związane jest to z cieńszą warstwą troposfery w rejonach biegunowych w porównaniu z niższymi, równikowymi szerokościami geograficznymi. Ogólnie pochodzenie tego promieniowania jest naturalne i związane z silniejszą penetracją troposfery przez promieniowanie kosmiczne oraz obecnością promieniowania wtórnego indukowanego w atmosferze. Obecność radionuklidów naziemnych w środowisku Antarktyki ma lokalny, wtórny wpływ na mierzone wartości promieniowania. Teoretycznie obliczony roczny ekwiwalent dawki dla ludzi, w różnych miejscach Antarktydy, może przekraczać limit 1 mSv, natomiast nasze wyniki ( $0,772$  mSv rocznie) tego nie potwierdzają.

### Słowa kluczowe

Kontynent antarktyczny, poziom morza, monitorowanie mocy dawki, promieniowanie kosmiczne, zagrożenia promieniowaniem jonizującym.

## 1. Introduction

The cosmic radiation is defined as mixed protons (85.5% contribution) and alpha particles (12%) together with other heavier nuclei (including uranium). The energy of the cosmic particles ranges from  $10^8$  to  $10^{20}$  eV. As a result of interactions of primary cosmic rays in the upper layers of the earth's atmosphere, secondary components can be produced, which include particles of muons, neutrons, electrons, positrons, and photons (UNSCEAR 2000).

The origin of cosmic radiation can be divided into galactic radiation, solar radiation, and radiation from the earth's radiation, so called Van Allen belts. Dose rate values vary drastically with the route (latitude, longitude, altitude) and the phasing of the solar event. High-energy protons and electrons are captured by magnetic fields and create mentioned Van Allen belts over the Earth (Métraiiller *et al.* 2019). The daily equivalent dose to human skin in the internal belt is equal to several tens of Sieverts for protons and thousands of Sieverts for electrons (UNSCEAR 2000).



In general, the presence of a magnetic field dramatically reduces the cosmic radiation dose close to the earth's surface. Minimal dose rates can be observed on the equator and maximal values can be observed near to the geomagnetic poles. With increasing altitude the effective dose of cosmic radiation can be raised even fourth fold (Cai *et al.* 1995; Nakajima *et al.* 1995; UNSCEAR 2000; Kruetzmann 2006; Bakshi *et al.* 2017).

Cosmic radiation interacts with nuclei present in the atmosphere; the resulting interaction produces charged and uncharged nuclei, neutrons, pions, and radionuclides e.g.  $^3\text{H}$ ,  $^7\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{22}\text{Na}$ , and others. After cascade reactions in the atmosphere, most energy reaches the Earth's surface as secondary particles and photons. As a result of pions decaying, charged muons are effectively generated. High-energy muons (with energies from 1 to 20 GeV) make a significant contribution to equivalent doses at ground level (UNSCEAR 2000).

A global average dose rate of radiation at sea level was estimated to be  $0.031 \mu\text{Sv h}^{-1}$ . The annual effective dose from the ionizing component of cosmic rays is believed to be  $270 \mu\text{Sv}$ . This is 10% of the total dose from natural radiation (UNSCEAR 2000).

This study focus on the Antarctic region where the natural dose rate of radiation is believed to be higher than at the equator. Several factors are responsible for this including (1) proximity to the geomagnetic pole, (2) overall significant high altitude of the Antarctic continent, (3) thin layer of the atmosphere and (4) significant local contribution of natural radionuclides in soil, rocks, and sediment (Cai *et al.* 1995; Nakajima *et al.* 1995; UNSCEAR 2000; Kruetzmann 2006; Bakshi *et al.* 2017).

The Antarctica magnetic and geomagnetic poles differ from the  $90^\circ\text{S}$  geographic South Pole due to their constantly shifting locations. In 2015, the magnetic South Pole was located at  $64^\circ 28'\text{S}$  and  $136^\circ 59'\text{E}$  (UNSCEAR 2000). The height of the troposphere depends on the latitude and altitude. In the South Pole region, the troposphere begins at an altitude of 8 km, while at the equator, this lies at approximately 17 km. High energy particles from space (e.g. protons) collide with the atoms in the upper layers of the atmosphere and are effectively transported through the troposphere to the Earth's surface. As a result, UV radiation in Antarctica has an elevated value. The thinner layer of atmosphere in the Antarctic region has significant potential to reduce the protection effect of the biosphere (Bakshi *et al.* 2013, 2017).

An almost two-kilometer thick ice sheet covers 98% of Antarctica. Antarctica is the continent with the highest average elevation – 2500 meters with its highest peak Mount Vinson (4897 m a.s.l.). Such geomorphological characteristic of the continent reduces distance to the troposphere resulting in higher dose of cosmic radiation than for example at the equator (UNSCEAR 2000).

Radioanalytical research in Antarctica polar regions are not common. Cai *et al.* (1995) noticed that the distribution of natural, terrestrial radiation in the Antarctic region is very irregular. At Bharati, the Indian Antarctic research station ( $69^\circ 24'\text{S}$ ,  $76^\circ 11'\text{E}$ ) in the Larsmann Hills, the gamma radiation was recorded at average level of  $0.203 \pm 0.010 \mu\text{Sv h}^{-1}$ , which is a few times higher than in other locations on this continent. In some regions of Antarctica, the concentration of natural radionuclides  $^{232}\text{Th}$  and  $^{40}\text{K}$ , which contribute to local level of radiation, is significantly higher than in other locations. In soil samples collected close to Bharati Station, the activity concentrations of  $^{232}\text{Th}$  and  $^{40}\text{K}$  were  $228 \pm 51$  and  $1006 \pm 50 \text{ Bq kg}^{-1}$  respectively. In Terra Nova Bay (Scuba Lake,  $74^\circ 20'\text{S}$  and  $165^\circ 07'\text{E}$ ),  $^{40}\text{K}$  activity concentrations measured in lake sediments and soil were  $1150 \pm 16$  and  $1334 \pm 10 \text{ Bq kg}^{-1}$  respectively (ICRP 1990; Bakshi *et al.* 2017). There is evidence that at higher altitudes and closer to the magnetic South Pole the equivalent dose could increase above the limit of 1 mSv per year, which is recommended amount of radiation for public exposure (ICRP 1990). The presence of higher concentrations of terrestrial radionuclides in some regions can increase the local dose rate.

During the 60s and 70s at McMurdo Station (US Antarctic base), located 1360 km from the South Pole, a portable nuclear reactor provided a power supply. The small nuclear reactor called Nukey Poo was planned to be the first of many installed in Antarctica. The reactor was powered by highly radioactive  $^{90}\text{Sr}$  pellets. High costs and the environmental impact resulted in the closure of the facility in October 1972. The presence of radioactive pollution in the local environment caused political tensions. The reactor vessel and reactor components, primary building, and thousands of tons of crushed contaminated rocks and other waste were removed and sent back to the USA (Report 2013).

This study takes unique opportunity to measure radiation in off shore waters around Antarctica during one summer season which was provided by voyage of a sailing vessel south of the  $62^\circ$  parallel. No such trip in human history was ever conducted what Guinness record achievement by the crew is confirming. This study aims to estimate for the first time ever the equivalent dose rate around Antarctica at the sea level. We hypothesize that the radiation in off shore waters of Antarctica will be lower than that on the continent as effect of altitude, yet it will fall within the latitudinal trend. There has been no similar study that had attempted to provide such information, therefore it was also necessary to investigate the contribution of secondary cosmic rays in the dose rate due to magnetic South Pole displacement and secondary radiation distribution in the Antarctic environment. This study is providing baseline information which exhibit the current radiation state of the area.

## 2. Materials and methods

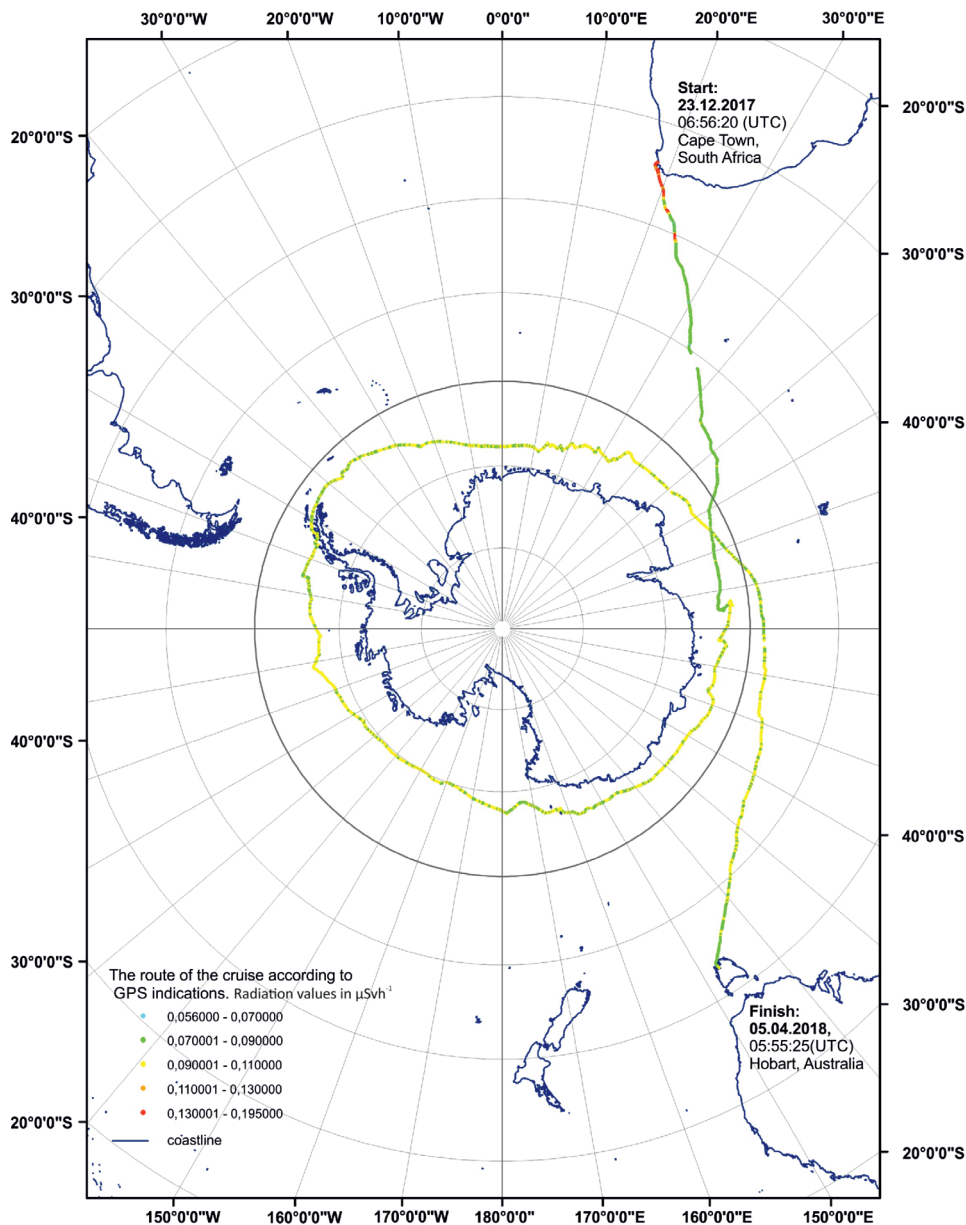
The non-stop sailing on the yacht Katharsis II from Cape Town, South Africa to Hobart, Australia around the Antarctic continent took place between 23 December 2017 (06:56:20 UTC) and 5<sup>th</sup> April 2018 (05:55:25 UTC) (Fig. 1, 2). The whole expedition lasted 103 days, while circumnavigation of Antarctica below 62° parallel lasted 72 days.

The radiation dose rate was measured with use of a Geiger-Müller Gamma-Scout every 10 minutes during the whole voyage. The yacht position was recorded simultaneously with measurements (Fig. 1).



**Fig 1.** The radiation dose rate analysis by Geiger-Müller Gamma-Scout on Katharsis II yacht

**Ryc. 1.** Radiometr Geiger-Müller Gamma-Scout w ręku kapitana Michała Barasińskiego na jachcie Katharsis II, w porcie Cape Town, RPA, dzień przed startem



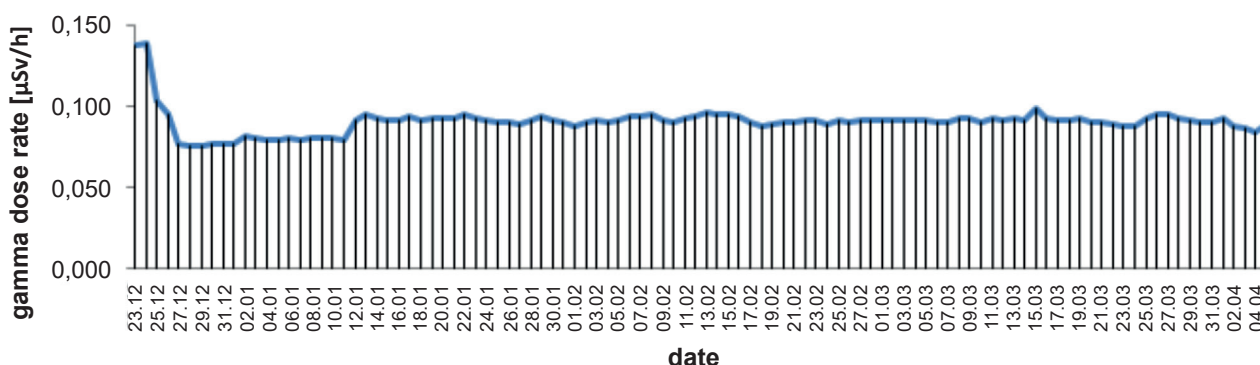
**Fig 2.** The gamma dose rates [ $\mu\text{Sv h}^{-1}$ ] measured during the voyage around the continent of Antarctica

**Ryc. 2.** Mapa przedstawiająca trasę rejsu oraz zarejestrowane dookoła Antarktydy moce dawki promieniowania gamma [ $\mu\text{Sv h}^{-1}$ ]

### 3. Results

The dose rate at sea level in Antarctica and partly outside Southern Ocean measured during circum Antarctic sailing expedition is presented in Fig. 1–4. The average dose rate recorded from the beginning to the very end of the expedition (103 days) was  $0.091 \pm 0.010 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  ranging from 0.076 to  $0.139 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  (Fig. 1–3). Similar average dose rate which equals  $0.091 \pm 0.008 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  was measured during 72 days of the circumnavigation of Antarctica which took place only south of the  $62^\circ$  parallel. The elevated values in comparison to the overall results have been noticed close to Cape Town (South Africa) starting from 23<sup>rd</sup> to 27<sup>th</sup>

of December 2017. Taking into account our values from whole expedition such pattern of radiation does not follow the latitudinal trend of higher radiation values at high latitudes and this is most likely the result of proximity of land (South Africa) which cause the presence of elevated concentrations of terrestrial radionuclides in soil and rocks. After this zone with highest values of radiation we recorded reduced, the lowest during period of measurement values of radiation which were obtained between 27<sup>th</sup> December 2017 and 10<sup>th</sup> January 2018 (Fig. 3, 4). Interestingly we have not recorded elevated values in the vicinity of magnetic pole which was reached by the expedition on the 31<sup>st</sup> of January.

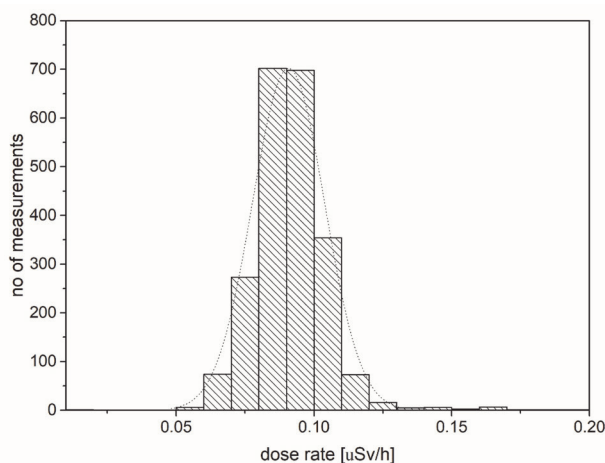


**Fig. 3.** Results of the average daily doses of gamma radiation recorded during the entire 103 days of the cruise

**Ryc. 3.** Wyniki średnich dobowych dawek promieniowania gamma zarejestrowanych w ciągu 103 dni rejsu

All measured values of radiations during this investigation are above a global average dose rate at sea level which is estimated to be  $0.031 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  (UNSCEAR 2000). And such pattern is not a surprise as our result overall follows the known latitudinal pattern of radiation being higher towards higher latitudes therefore our predictions are confirmed. For comparison, at the Papeete-Tahiti\_987\_Agg\_Cp location on the Pacific Ocean island, the gamma dose rate was measured as  $0.059 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ ; on the Atlantic Ocean island location Fratel-Sara the monitored dose rate was  $0.023 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ ; and on the Indian Ocean island Location St-Louis-La-Reunion\_974\_Agg\_Cp, the dose rate was  $0.067 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  (JRC map), and in Poland  $0.090 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  (Długosz-Lisiecka 2019; Długosz-Lisiecka, Nowak 2021). Such pattern is the result of already mentioned in the introduction height of the troposphere which at high latitude starts lower and could be at 8 km altitude in comparison to tropical areas where it is located at 17 km. From a radiological perspective, average value of the gamma dose rate equal  $0.091 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  in the Antarctic region could be the result of the elevated radiation, on the one hand, and on the other hand, the presence of elevated concentration of terrestrial radionuclides in soil and rocks. Additionally in Antarctica, over 100 volcanoes have been discovered; most of them are still beneath the ice sheet, which can contribute to overall radiation elevation (Riley *et al.* 2020; Smellie 2020).

Low natural radon ground level activity and low artificial radionuclide content at sea level around Antarctica indicate indeed relatively low gamma radiation content in this region (Szufa *et al.* 2018; Mietelski *et al.* 2000; Szufa *et al.* 2021). The maximum  $^{238}\text{U}$  and  $^{234}\text{U}$  activity measured in mosses and lichens was equal 7 Bq/kg, respectively, while observed  $^{137}\text{Cs}$  activities show large variations: from  $4.1 \pm 0.4$  to  $74 \pm 3$  Bq/kg.



**Fig. 4.** Equivalent distribution of gamma radiation dose [ $\mu\text{Sv} \cdot \text{year}^{-1}$ ] in the Antarctic region over 103 travel days

**Ryc. 4.** Równoważny rozkład dawki promieniowania gamma [ $\mu\text{Sv} \cdot \text{rok}^{-1}$ ] w rejonie Antarktydy w ciągu 103 dni podróży

Yet when it comes to comparison of our result with other locations in Antarctica situation is getting complicated and dose rate values vary drastically (Fig. 4). The dose rate or equivalent dose rates measured in previous years at various Antarctic locations are summarized in Table 1. Some results exhibited values of radiation even at sea level yet in the proximity to land or at higher altitudes lower than the ones recorded offshore by this study. For example, the atmospheric radiation level at the Marambio Antarctica Base (64°13'S – 6°43'W; 196 m above sea level) measured in 2015 by a LIULIN 3 dosimeter was  $0.080 \pm 0.001 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  (Zanini *et al.* 2017). Measurements in vicinity to the sea however within the ice (93 cm) at Showa Station

(69°00'15"S, 39°34'48"E) have shown radiation at the level of  $0.043 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$  (Nakajima *et al.* 1995). As Nakajima *et al.* (1995) stated these values are result of dependence on altitude above sea level of the exposure rate increases by almost three-fold with each increase of 2000 m of altitude (Fig. 5). On the other hand, we have examples of measurements which had values much higher to the once recorded by us. Bakshi *et al.* (2013) recorded values of radiation ranging between  $0.350$  and  $0.700 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ . Such high values were ascribed to variation in the fast neutron dose rate measured from the surrounding materials of the detector sets and to peak solar activity during 2011–12 periods.

**Table 1.** Dose rate and equivalent dose rate at different Stations in Antarctica

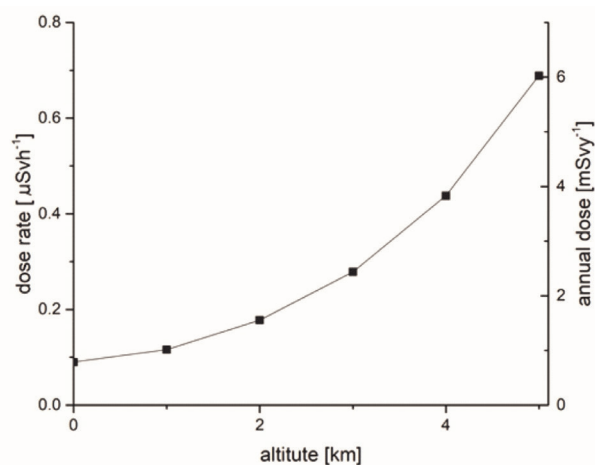
**Tabela 1.** Moc dawki i równoważna moc dawki na różnych stacjach na Antarktydzie

Location/Coordinates	Dose rate/equivalent dose rate	Reference	Measurement method
69°24'50"S, 76°11'24"E	$0.290 \pm 0.035 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$	(Guillaume and Sébastien 2017)	Passive/TLD
69°24'56"S, 76°12'12"E	$0.371 \pm 0.024 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$	(Guillaume and Sébastien 2017)	Passive/TLD
69°22'23"S, 76°22'17"E	$0.200\text{--}0.600 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ range	(Bakshi <i>et al.</i> 2013)	Active survey
69°22'23"S, 76°22'17"E	$0.290\text{--}0.380 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$	(Bakshi <i>et al.</i> 2013)	Passive/TLD
Showa Station 69°00'15"S, 39°34'48"E	$0.043 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$	(Nakajima <i>et al.</i> 1995)	Passive/TLD 93 cm deep in ice
Bharati Station 69°24'50"S, 76°11'24"E	$0.350\text{--}0.700 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ range	(Bakshi <i>et al.</i> 2013)	Active/RadEye G
Argentine Antarctic Marambio 64°14'27"S, 56°37'38"W	$0.042 \pm 0.003 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$	(Nakajima <i>et al.</i> 1995)	Active Atomtex BDKG-04 detector
McMurdo Station 150 m a.s.l. 77°50'53"S, 166°40'06"E	$0.076 \pm 0.024 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$	(Kruetzmann 2006)	Passive/TLD
<b>South of the 62° parallel, around Antarctica</b>	<b><math>0.091 \pm 0.010 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}</math></b>	<b>this study</b>	<b>Active/Gamma-Scout</b>

In the Antarctic region, due to the high altitude and the very low magnetic field. On the basis of equation (1) cosmic ray dose rate appears to double for every two-kilometer rise in altitude (UNSCEAR 2000). For the region with the highest elevation on the continent, with an altitude of over 4 kilometers, an annual dose can be 3–4 mSv per year (Fig. 5); similar results have been calculated by Bakshi *et al.* (2013).

#### 4. Conclusions

During the 103 days of the journey, members of the crew were exposed to an average dose of 0.218 mSv (0.772 mSv per year). Sea level dose rate results measured in this study are comparable with the values obtained for the most European countries, over a similar time period. The average dose rate during the circumnavigation of Antarctica south of the 62<sup>nd</sup> parallel was  $0.091 \pm 0.010 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ . A similar value,  $0.090 \mu\text{Sv} \cdot \text{h}^{-1}$ , was measured in central Poland. The global average dose rate of cosmic radiation



**Fig. 5.** Graph of the variation, calculated theoretically from Equation 1, of the gamma equivalent dose distribution [ $\mu\text{Sv}/\text{year}$ ] and dose rate with increasing altitude in kilometers in the Antarctic region

**Ryc. 5.** Wykres zmienności, obliczony teoretycznie, na podstawie równania 1, równoważnego rozkładu dawki gamma [ $\mu\text{Sv}/\text{rok}$ ] i mocy dawki wraz ze wzrostem wysokości w kilometrach w rejonie Antarktydy

for humans measured at sea level has been estimated at 0.36 mSv per year and the public radiation limit which is not harmful to humans should not exceed 1 mSv per year. Therefore, estimated radiation, which is result of atmospheric ionizing radiation induced by cosmic rays in the region is rather no problematic to humans staying at sea in Antarctic. Yet continental measurements in Antarctic often exhibited an equivalent dose higher than those allowed for humans of 1 mSv per year. At Bharati Station during 3 months period 1.68 mSv was recorded (Bakshi et al. 2017). At Vostok Station located at the 3,5 km altitude radiation was at the level of 0.84 mSv within the same time framework (Guillaume and Sébastien 2017). Such level of radiation can be harmful to humans, however, there is no evidence of an increased incidence of cancer for people staying for a limited period.

## 5. References

- Bakshi, A.K., Pal, R., Dhar, A., Chougankar, M.P., 2013. Preliminary study on the measurement of background radiation dose at Antarctica during 32<sup>nd</sup> expedition. *Radiation Protection Environment* 36, 164–167. <http://doi.org/10.4103/0972-0464.142393>
- Bakshi, A.K., Prajith, R., Chinnaesakki, C., Pal, R., Sathian, D., Dhar A., Selvam, P., Sapra, B.K., Datta, D., 2017. Measurements of background radiation levels around Indian station Bharati, during 33<sup>rd</sup> Indian Scientific Expedition to Antarctica. *Journal of Environmental Radioactivity* 167, 54–61. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.11.025>
- Cai, G.G., Geng, K., Wang, Q., 1995. The Environmental Monitoring of the Natural Radiation Background in Antarctica with LiF: Mg, Cu, P TLD and X-Gamma Radiometry. *Radiation Protection Dosimetry* 60(3), 259–262. <http://doi.org/10.1093/oxfordjournals.rpd.a082726>
- Długosz-Lisiecka, M., 2019. Chemometric methods for source apportionment of 210Pb, 210Bi and 210Po for 10 years of urban air radioactivity monitoring in Lodz city, Poland. *Chemosphere* 220, 163–168. <http://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.12.042>
- Długosz-Lisiecka, M., Nowak, K., 2021. Estimation of the share of artificial 210Po contamination in the ambient air. *Archives of Environmental Protection* 47(1), 61–68. <http://doi.org/10.24425/aep.2021.136449>
- Guillaume, H., Sébastien, A., 2017. Analysis of Solar and Galactic Cosmic Rays Induced Atmospheric Ionizing Radiation: Impacts for Typical Transatlantic Flights and Antarctica Environment. *JSM Environ Sciecol* 5(3): 1050.
- Hua Ang, K., 2018. An identification source of variation on the water quality pattern in the Malacca River basin using chemometric approach. *Archives of Environmental Protection* 44(4), 111–122. <http://doi.org/10.24425/aep.2018.124575>
- ICRP 60, 1990. Recommendations of the International Commission on Radiological Protection. ICRP Publication 60. Ann. ICRP 21(1–3).
- John, L., Smellie, Chapter 4 – The Role of Volcanism in the Making of Antarctica. *Past Antarctica, Paleoclimatology and Climate Change* 2020, 69–87. <http://doi.org/10.1016/B978-0-12-817925-3.00004-5>
- JRC, <https://remap.jrc.ec.europa.eu/GammaDoseRates.aspx-radiation> – online network for radiation monitoring JRC.
- Kruetzmann, N., 2006. Antarctic Dosimetry. University of Canterbury, Project Report GCAS.
- Métraiiller, L., Bélanger, G., Kretschmar, P., Kuulkers, E., Martínez, R.P., Ness, J.U., Rodriguez, P., Casale, M., Fauste, J., Finn, T., Sanchez, C., Godard, T., Southworth, R., 2019. Data-Driven Modelling of the Van Allen Belts: The 5DRBM Model for Trapped Electrons, European Space Astronomy Centre – ESA/ESAC, Villanueva de la Cañada, Madrid, Spain. *Advances in Space Research* 64, 1701–1711. <http://doi.org/10.1016/j.asr.2019.07.036>
- Mietelski, J.W., Gaca, P., Olech, M.A., 2000. Radioactive Contamination of Lichens and Mosses Collected in South Shetlands and Antarctic Peninsula. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 245(3), 527–537. <http://doi.org/10.1023/A:1006748924639>
- Nakajima, T., Kamiyama, T., Fujii, Y., Motoyama, H., Esumi, S., 1995. Ice-based Altitude Distribution of Natural Radiation Annual Exposure Rate in the Antarctica Zone over the Latitude Range 69 degrees S–77 degrees S using a Pair-filter Thermoluminescence Method. *Appl Radiat Isot.* 46(12), 1363–8. [http://doi.org/10.1016/0969-8043\(95\)00237-8](http://doi.org/10.1016/0969-8043(95)00237-8)
- Report, 2013. Upper-Bound Radiation Dose Assessment for Military Personnel at McMurdo Station, Antarctica, between 1962 and 1979. McMurdo Station Radiation Dose Assessment Integrated Project Team, Defense Threat Reduction Agency 8725 John J. Kingman Road, MS 6201 Fort Belvoir, VA 22060-6201, DTRA-TR-12-003.
- Riley, T.R., Flowerdew, M.J., Pankhurst, R.J., Millar, I.J., Whitehouse, M.J., 2020. U-Pb Zircon Geochronology from Haag Nunataks, Coats Land and Shackleton Range (Antarctica): Constraining the Extent of Juvenile Late Mesoproterozoic Arc Terranes. *Precambrian Research*, 340, 105646. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105646>
- Szufa, K.M., Mietelski, J.W., Anczkiewicz, R., Sala, D., Olech, M.A., 2018. Variations of Plutonium Isotopic Ratios in Antarctic Ecosystems. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 318, 1511–1518. <http://doi.org/10.1007/s10967-018-6274-6>
- Szufa, K.M., Mietelski, J.W., Olech, M.A., 2021. Assessment of Internal Radiation Exposure to Antarctic Biota Due to Selected Natural Radionuclides in Terrestrial and Marine Environment. *Journal of Environmental Radioactivity* 237, 106713. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2021.106713>. E-pub. 2021 Aug 10. PMID: 34388521.
- UNSCEAR 2000, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, 2000. Sources and Effects of Ionizing Radiation, B. Exposures from Natural Radiation Sources Volume I: Sources, United Nations New York.
- Zanini, A., Ciancio, V., Laurenza, M., Storini, M., Esposito, A., Terrazas, J.C., Morfino, P., Liberatore, A., Di Giovan, G., 2017. Environmental Radiation Dosimetry at Argentine Antarctic Marambio, Base (64\_130 S, 56\_430 W): Preliminary Results. *Journal of Environmental Radioactivity*, 149–157, 175–176. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.04.011>



Małgorzata Frydrych 

University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Physical Geography  
E-mail: [malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl](mailto:malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl)



## Complex genesis of N-channel eskers illustrated with the example of an esker near Tosie (east-central Poland)

### Złożoność genezy ozów powstałych w tunelach typu N na przykładzie ozu okolic Tosi (środkowo-wschodnia Polska)

#### Abstract

The study presents the problem of complex genesis of eskers formed in N-channels on the example of an esker located near Tosie in east-central Poland. The lithofacies analysis revealed a high diversity of structural and textural characteristics of sediments in this form. The esker consists of three sedimentation units. Coarse sediments of the esker core were deposited in the sub-environment of a subglacial tunnel, as an effect of bedforms migration under hydrostatic pressure. Opening of the tunnel resulted in the forming of an open crevasse, in which the cover of the esker core sediments was accumulated. These deposits recorded a significant variability of flow energy and sedimentation mechanisms, which indicates a strong influence of the ice-sheet ablation dynamics. During the final deglaciation stage, a part of the esker was covered with diamicton. Numerous soft-sediment deformation structures were identified within the esker. The sediments were dislocated vertically to the elevation of more than 8 metres. They constitute the record of buried dead-ice masses melting in the esker core sediments. Melting of the masses resulted in vertical displacement of sediments and formation of "the dead-ice structure". The complexity of esker genesis is characteristic of postglacial areas in Poland, where most eskers were formed in subglacial N-channels. Numerous research results confirm a considerably more frequent occurrence of the facies sequence of subglacial tunnel and open crevasse in eskers formed in N-channels than R-channels. This is indicated by a much greater dissimilarity of processes during different stages of esker formation on soft bed and solid substratum.

#### Keywords

Esker, subglacial tunnel, open crevasse, glaciofluvial deposits, Saalian, Poland.

#### Zarys treści

Badania ukazują problem złożoności genezy ozów powstających w tunelach typu N na przykładzie ozu okolic Tosi w środkowo-wschodniej Polsce. Analiza litofacyjna wykazała duże zróżnicowanie strukturalnych i teksturalnych cech osadów tworzących formę. Oz zbudowany jest z trzech jednostek sedimentacyjnych. Gruboziarniste osady jądra ozowego powstawały w subsrodowisku tunelu subglacialnego na skutek migracji form dna pod ciśnieniem hydrostatycznym. Otwarcie się tunelu spowodowało powstanie rozpadliny lodowej, w której następowała akumulacja jednostki pokrywającej osady jądra ozu. W osadach tych zapisała się znaczna zmienność energii przepływu oraz mechanizmów sedimentacji, co wskazuje na duży wpływ dynamiki ablacji lodowca. Podczas ostatniego etapu deglacjacji część ozu pokryta została diamiktonem. W ozie stwierdzono liczne struktury deformacyjne. Osady zostały przemieszczone pionowo na wysokość ponad 8 m. Stanowią one zapis wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu w osadach jądra ozu. Wytapianie się brył powodowało pionowe przemieszczanie się osadów i powstawanie tzw. *dead-ice structure*. Złożoność genezy ozów jest charakterystyczna dla obszarów polodowcowych Polski, gdzie większość ozów powstaje w rynach subglacialnych. Liczne badania potwierdzają znacznie częstsze występowanie następstwa facji subglacialnego tunelu i otwartej rozpadliny w ozach powstających w tunelach typu N niż typu R. Wskazuje to na dużo większą odmienną procesów podczas różnych etapów formowania się ozów na nieskonsolidowanym oraz litym podłożu.

#### Słowa kluczowe

Oz, tunel subglacialny, rozpadlina lodowa, osady glaciofluwialne, zlodowacenie warty, Polska.

## 1. Introduction

Eskers have constituted the objects of scientific research by many authors since the 19<sup>th</sup> century (Hummel 1874; De Geer 1897; Gregory 1921; Röthlisberger 1972; Banerjee and McDonald 1975; Shreve 1985; Gorrell and Shaw 1991; Clark and Walder 1994; Brennand 1994, 2000; Brennand and Shaw 1996; Fard 2002; Mäkinen 2003; Fard and Gruszka 2007; Burke *et al.* 2008, 2009, 2010, 2015; Gruszka and Van Loon 2011; Storrar *et al.* 2014ab, 2015; Dewald *et al.* 2021, and others). They are commonly considered as glaciofluvial forms which originate within glaciers or ice sheets in subglacial or englacial tunnels and

supraglacial channels. After deglaciation, they constitute elongated sandy-gravelly ridges with various degrees of sinuosity. On poorly permeable substrate, built mostly of solid rocks, R-channel eskers predominate (Röthlisberger 1972). These tunnels are formed in glacier bottom and the flow inside them takes place under hydrostatic pressure (Röthlisberger 1972; Brennand 1994, 2000). H-channels also originate upon solid substratum (Hooke 1984), cut into the bottom of the glacier, but sediment transport takes place under atmospheric pressure. They are not completely filled with water and are formed under thin ice. Where glacial water causes erosion of channels cut into the substratum, N-channel eskers are formed

(Nye 1973). Forms of this kind prevail in areas with substratum built of non-consolidated, sedimentary rocks. Such conditions dominate in the postglacial areas of Poland.

A review of studies into eskers reveals a great diversity of many of their characteristics, resulting from different circumstance of their development, which are often conditioned regionally. This is why regional studies seem to provide the key to understanding many research problems concerning eskers. A world-wide papers focused on eskers are dominated with studies related to landforms originating in areas with solid substratum as compared with those formed upon soft bed. Research conducted in N-channel eskers can still provide many new facts about sedimentation mechanisms and formation of eskers (Fard and Gruszka 2007; Salamon 2009; Roman 2016; Frydrych 2016, 2020).

Research for this article was conducted in an esker near the village of Tosie, within the extent of the Saalian Glaciation in east-central Poland. It was aimed at a sedimentological analysis of an esker formed in an N-type subglacial channel and reconstruction of its origin. Study results contribute to the discussion about the genesis of eskers and, in particular, about the differences in the formation of eskers in areas with solid and non-consolidated substratum.

## 2. Regional setting

The study area is located in east-central Poland (Fig. 1A), on the northern edge of the Siedlce Upland. It includes small eskers located near the village of Tosie. This area was most recently glaciated during the Late Saalian (Wartanian) glaciation (MIS 6) (Marks *et al.* 2016). The thickness of Quaternary sediments is 80–100 m. The eskers are surrounded by fluvioglacial plains and flat moraine plateaus. The thickness of glacial till is variable and reaches a maximum of approximately 35 m (Wrotek 2002). In some places, the plateaus are covered with sheets of glacial sands and gravels. Near the esker are small hummocks of dead-ice moraines and terminal moraines, built of sands, gravels and boulders (Fig. 1B). The area has numerous aeolian forms (Fig. 1B, 1C).

According to Wrotek (1998), there are 4 esker ridges in the analysed area, separated with a dead-ice moraine. The north-eastern (I) and south-western (II) sections constitute a form with a total length of 2 km (Fig. 1C). This main ridge of the form has a sinuosity of 1.1. Its width ranges from approx. 70 to 130 m. The axis of the form is oriented in the N–S direction (Fig. 1B, 1C). The orientation of the 580-metre long north-western section (III) is NW–SE and it is a tributary of the main ridge. The length of the south-eastern section (IV) is 800 m and it is not clearly connected with the remaining segments (Fig. 1C). The relative heights are small and reach approx. 5 m. The northern and southern parts of the main ridge have a clearly noticeable crest and symmetrical slopes. Esker sediments reaches a thickness of more than 20 m (Fig. 1D). Drillings data and morphology of the forms

indicate that the channels are narrow and their slopes are steep, particularly in the case of the channel of the western main ridge. The contemporary surface of the eskers has been strongly transformed by numerous quarries. The research was conducted in the only operating pit in the southern part of the main ridge (Fig. 1C).

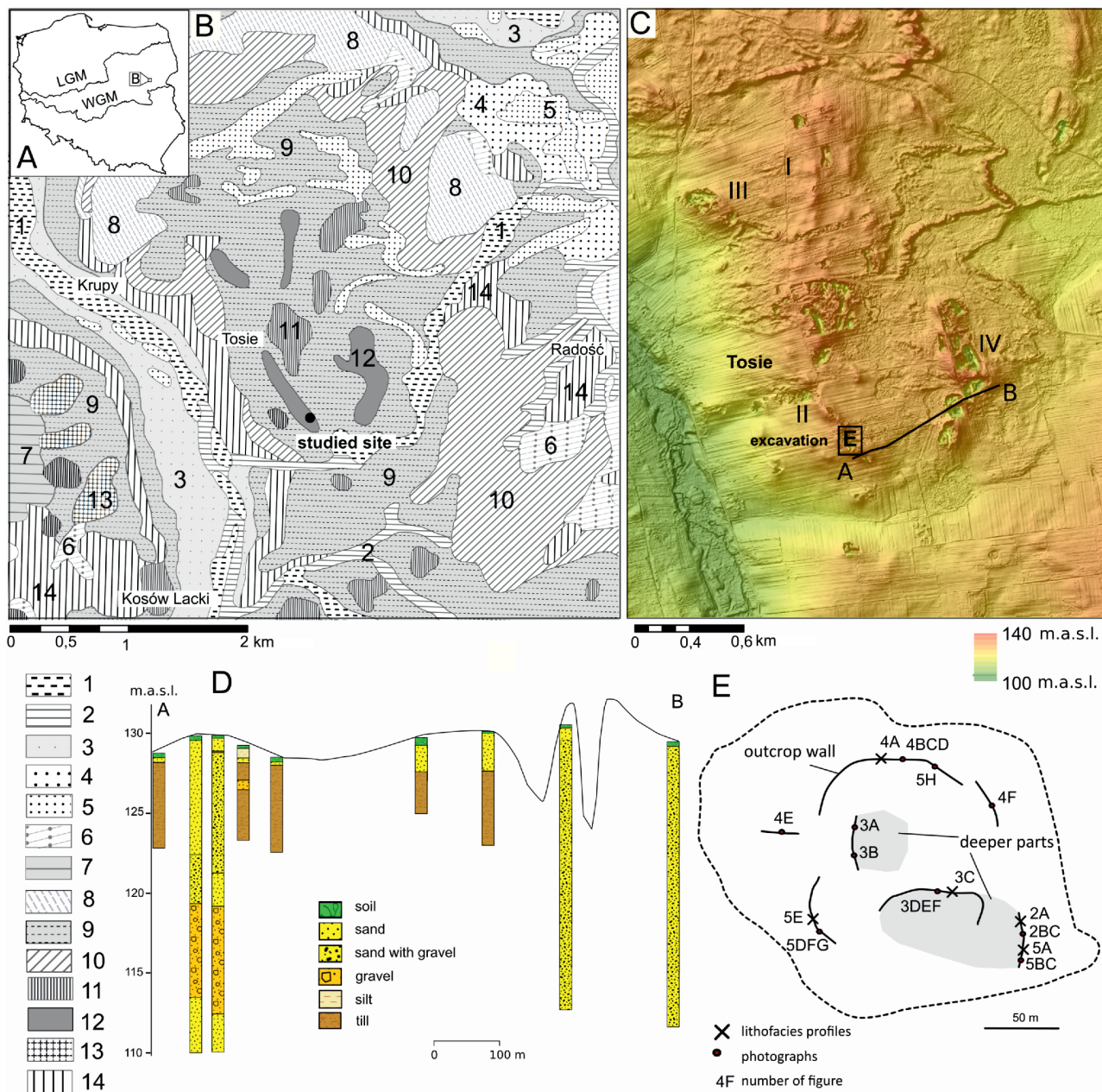
## 3. Materials and methods

The research was conducted in an outcrop in the main ridge of the esker (Fig. 1C). Lithofacial characteristics of the esker sediments were prepared on the basis of structural and textural features, which were presented in log profiles, with the use of Miall's lithofacies code (1977) as modified by Zieliński and Pisarska-Jamroży (2012) – Table 1. Directions of palaeoflows were determined on the basis of orientation of layers and clast fabric. The mean vector ( $V_1$ ,  $MV$ ) and eigenvalues ( $S_1$ ,  $S_3$ ) were calculated. Orientation of faults and deformation structures were measured. Grain-size distribution was analysed using the sieve method, direct measurements in the outcrop and Automated Grain Sizing (AGS) using the Digital Gravelometer software (Graham *et al.* 2005). To obtain quantitative information on the conditions present during the esker formation, palaeohydraulic analysis was carried out. Critical shear stress ( $\tau_{cr}$ ) was established using the formula for gravel bottom according to Costa (1983):  $\tau_{cr} = 0.16 D_{MPS}^{1.21}$ , where:  $\tau_{cr}$  – Pa,  $D_{MPS}$  – mean size of 10 largest clasts in mm. Water flow velocity was estimated from the following formulae:  $V_{av} = 0.18 D^{0.487}$  (Costa 1983), where:  $V_{av}$  – mean critical flow velocity in  $m s^{-1}$ ,  $D$  – mean size of 5 largest clasts in mm, and  $V_{av} = V_1/V_2$ ,  $V_1 = 0.065 D_{95}^{0.5}$ ,  $V_2 = 0.46 D_{95}^{0.5}$  (Williams 1983), where:  $V_{av}$  – mean flow velocity in  $m s^{-1}$ ,  $V_1$  and  $V_2$  – critical flow rates in  $m s^{-1}$ ,  $D_{95}$  – 95<sup>th</sup> percentile of the sediment's grain size distribution.

**Table 1.** Lithofacies code used in the study after Miall (1977) with modifications by Zieliński i Pisarska-Jamroży (2012)

**Tabela 1.** Zastosowany kod litofacjalny według Mialla (1977) w modyfikacji Zielińskiego i Pisarskiej-Jamroży (2012)

Code	Texture	Structure
Gm, GSm	gravel, sandy gravel	massive
SGm, Sm	gravelly sand, sand	massive
Gp, GSp, SGp	gravel, sandy gravel, gravelly sand	planar cross-stratification
Gt, GSt, SGt	gravel, sandy gravel, gravelly sand	trough cross-stratification
Sx	sand	cross-stratification
Gh, GSh	gravel, sandy gravel	horizontal stratification
SGh, Sh	gravelly sand, sand	horizontal stratification
Sr	sand	ripple cross-lamination
Gd, Sd	gravel, sand	deformed
SFd, FSd, Fd	sand and fines, sandy fines, fines	deformed
Dd	diamicton	deformed



**Fig. 1.** Study area: A – study area at the background of the extent of glaciations: LGM – Late Glacial Maximum, WGM – maximum extent of the Late Saalian (Wartanian) glaciation; B – geological structure of the study area (Wrotek 1998); 1 – peats, 2 – sands, gravels and mud of valleys and flood plains, 3 – fluvial sands and gravels of high terraces, 4 – aeolian sands, 5 – aeolian sands in dunes, 6 – eluvial sands, 7 – glaciolacustrine sands, silts, clays and tills, 8 – fluvio-glacial sands, gravels and tills, 9 – fluvio-glacial sands and gravels, 10 – fluvio-glacial sands and gravels on till, 11 – sands, gravels, boulders and glacial till of dead-ice moraines, 12 – esker sands and gravels, 13 – sands, gravels, boulders and tills of terminal moraines, 14 – glacial tills; C – terrain map of the study area; D – geological profiles in the transverse profile through esker ridges (based on data from The Central Geological Database of Polish Geological Institute) – visible cut of the subglacial tunnel sediments into the diamicton sediments; E – sketch of the outcrop with marked lithofacies profiles and photographs presented in the article

**Ryc. 1.** Obszar badań: A – obszar badań na tle zasięgów zlodowaceń: LGM – zlodowacenie wistły, WGM – zlodowacenie warty; B – budowa geologiczna obszaru badań (Wrotek 1998); 1 – torfy, 2 – piaski, żwiry i namuły den dolinnych, 3 – piaski i żwiry rzeczne teras nadzalewowych, 4 – piaski eoliczne, 5 – piaski eoliczne w wydmach, 6 – piaski eluwialne, 7 – piaski, muły, ropy i gliny wytopiskowe, 8 – piaski, żwiry i gliny wodnolodowcowe, 9 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 10 – piaski i żwiry wodnolodowcowe na glinie, 11 – piaski, żwiry, głązy i gliny zwalowe moren martwego lodu, 12 – piaski i żwiry ozów, 13 – piaski, żwiry, głązy i gliny moren czołowych, 14 – gliny lodowcowe; C – ukształtowanie terenu obszaru badań; D – profile geologiczne w profilu poprzecznym przez wały ozowe (na podstawie danych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego) – widoczne wcięcie osadów rynny subglacjalnej w osady diamiktonowe; E – szkic odsłonięcia z zaznaczonymi profilami litofacjalnymi oraz fotografiami zaprezentowanymi w artykule



## 4. Results

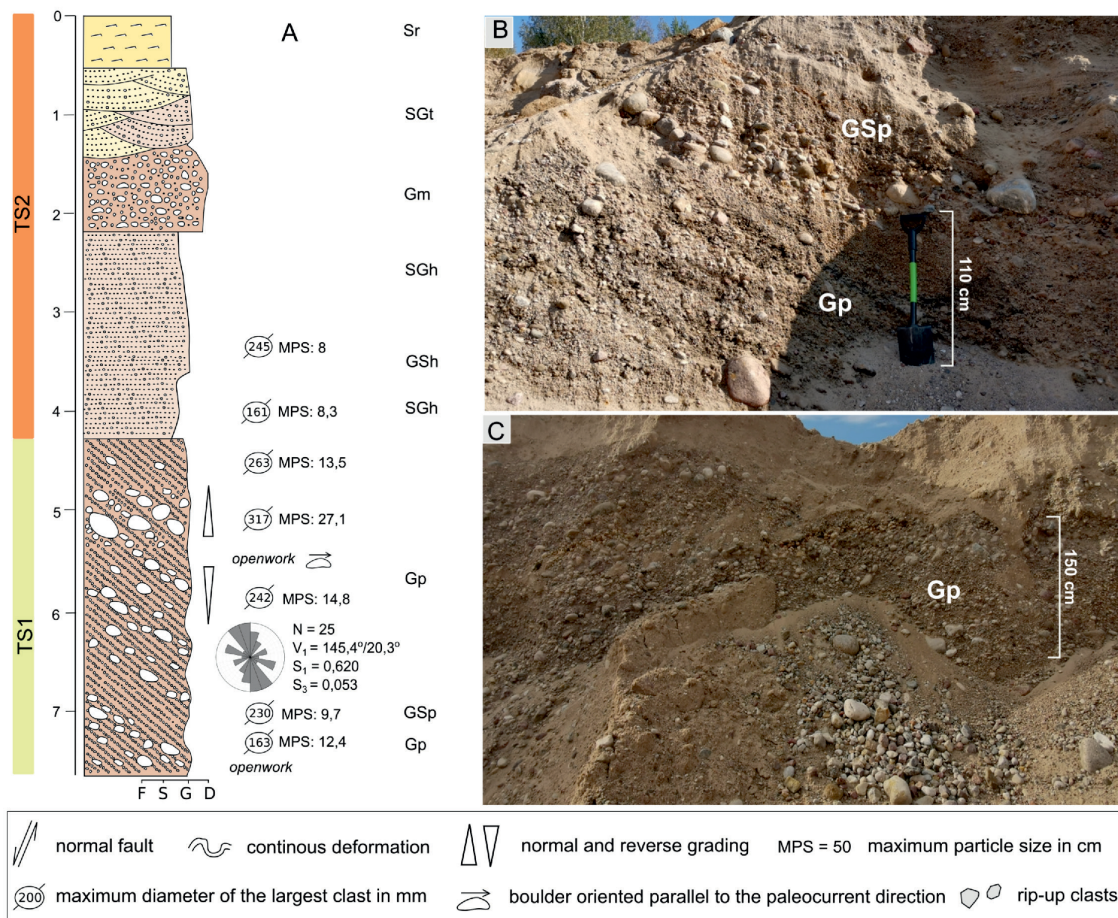
### 4.1. The esker core deposits (Unit TS1)

Unit TS1 forms the lower part of the lithofacies profile revealed in the outcrop. It is mainly made of gravelly lithofacies of horizontally and planar cross-stratified gravels, sandy gravels and massive matrix- to clast-supported gravels (Fig. 2A–C, Fig. 3A–E).

*Large scale planar cross-stratified gravels and sandy gravels* – Thickness of the Gp and GSp lithofacies in the outcrop exceeds 3 m. A clear vertical variability of grading is noticeable (Fig. 2B). Gravels are mostly matrix-supported and poorly sorted (Fig. 2C). In some places the sorting is better, and the gravels are clast-supported. There are some lenses of openwork gravels with normal and reverse grading. The MPS fluctuates from approx. 10 to 27 cm. The sediments contain some boulders, whose diameters exceed 30 cm (Fig. 2B). In the upper part of the unit, the content of sand increases and the GSp and SGp lithofacies are present. Elongated clasts are oriented towards NNW–SSE, i.e. in accordance with the direction of the stratifications.

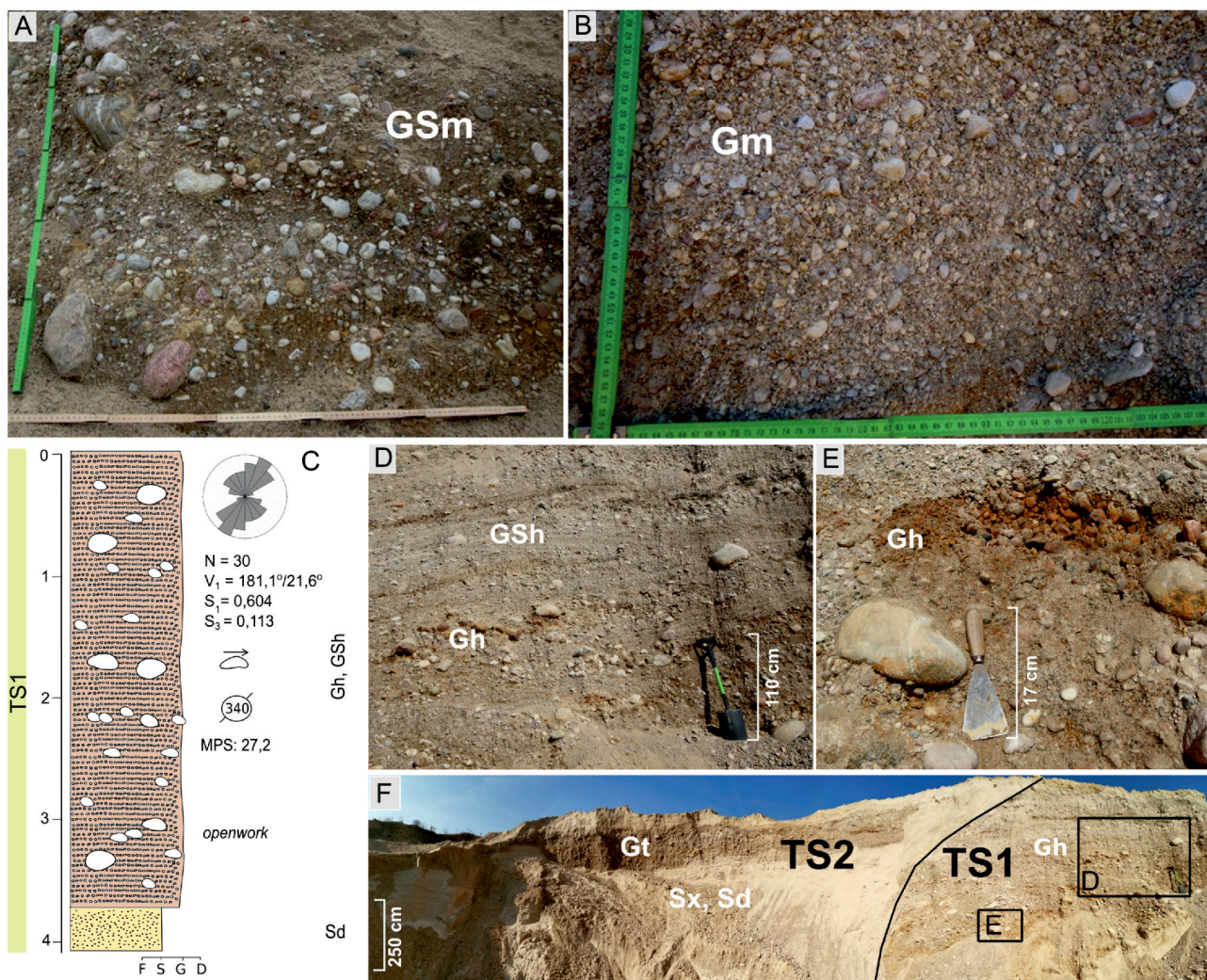
*Massive matrix- to clast-supported gravels* – Sediments of Gm and GSm lithofacies are revealed at places in the deepest part of the outcrop along a section of approximately 10 metres. Diverse sediments are visible from matrix-supported gravels (with clasts of up to 30 cm in diameter) to clast-supported gravels (with diameters not exceeding 10 cm). Thickness of the sediments is more than 3 m (Fig. 3AB).

*Horizontally stratified gravels and sandy gravels* – Thickness of the Gh and GSh lithofacies visible in the outcrop reaches approx. 4 m. It shows extremely variable sorting of sediments (Fig. 3D). Gravels are matrix-supported to clast-supported. The content of sandy fraction is 5–32%. There are lenses and interbeddings of openwork gravels. Grading is polymodal and bimodal. In finer gravels, there are numerous boulders (Fig. 3E). Diameters of the largest documented boulders reach 34 cm, whereas the MPS is 27.2 cm. Clast orientation displays a NE–SW direction. Vertical continuity of sediments in the central part of the outcrop is broken by discordance between them and sediments of unit TS2 (described below) (Fig. 3F). Sediments in the contact zone with unit TS2 reveal an inclination (up to 20°) towards the west.



**Fig. 2.** Sediments of units TS1 and TS2: A – lithofacies profile of sediments, rose diagram of clast fabric in Gp, B – planar cross-stratified gravels with single boulders and sandy gravels, C – matrix-supported planar cross-stratified gravels; the legend applies to all the following profiles

**Ryc. 2.** Osady jednostek TS1 i TS2: A – profil litofacjalny osadów, róża wiatrów orientacji klastów w Gp, B – przekątnie płasko warstwowane żwiry z pojedynczymi głazami i żwiry piaszczyste, C – przekątnie płasko warstwowane żwiry z rozproszonym szkieletem ziarnowym; legenda dla wszystkich zamieszczonych profili



**Fig. 3.** Sediments of units TS1 and TS2: A – massive matrix-supported gravels, B – massive clast-supported gravels, C – lithofacies profile of sediments of unit TS1, rose diagram of clast fabric in Gh, D – inclined strata of horizontally stratified gravels, E – clast-supported horizontally stratified gravels, F – contact of deformed sediments of unit TS2 with sediments of horizontally stratified gravels of unit TS1

**Ryc. 3.** Osady jednostek TS1 i TS2: A – piaszczyste żwiry o masywnej strukturze, B – masywne żwiry, C – profil litofacjalny osadów jednostki TS1, róża wiatrów orientacji klastów w Gh, D – pochylone warstwy horizontalnie warstwowanych żwirów, E – żwiry warstwowane horizontalnie ze zwartym szkieletem ziarnowym, F – kontakt zaburzonych osadów jednostki TS2 z osadami warstwowanych horizontalnie żwirów jednostki TS1

#### 4.2. The core mantling deposits (Unit TS2)

Unit TS2 is characterised by the occurrence of a greater variety of sediments and the presence of deformations. Its bottom is irregular and in the central part of the outcrop, there is discordance between the sediments of unit TS2 and TS1.

*Horizontally stratified sands and gravels and cross-stratified sands* – Directly above the sediments of unit TS1 are sands and sandy gravels: SGh, GSh, Sx, Sd (Fig. 2A, Fig. 3F). In the western part of the form, sediments of this series are characterised by finer grading than in the eastern part (mainly Sx and Sd) and a significant number of faults (Fig. 3F). The sands are well sorted. Sediments were displaced vertically by approx. 4 m there. A deformation zone covers sediments with partially deformed and partially original structure developed. Due to the deformations, it is difficult to determine the thickness

of sediments, which exceeds 2 m in the outcrop. In the eastern part of the outcrop, above unit TS1, there are cross and horizontally stratified sands and sands with gravel SGh, Sx, and gravels with sand GSh (Fig. 2A, Fig. 4A). Sx sediments are inclined to the east at an angle of 10–30°. Their thickness is 1–1.5 m. The thickness of SGh and GSh sediments is variable and reaches 2 m. In some places, they are covered with massive gravels.

*Trough cross-stratified gravels and sandy gravels* – The higher medium and large scale lithofacies Gt, GSt, SGt, whose thickness reaches 2 m, were also vertically displaced (Fig. 3F). They are characterised by high diversity as regards sediment sorting. The sediments are matrix-supported to clast-supported (Fig. 4B). In some places, openwork gravels are present. Grain-size distribution is polymodal or bimodal. Normal fractional grading occurs. Clast diameters in this series exceed 25 cm. Normal faults with throw values of >1 m are present.

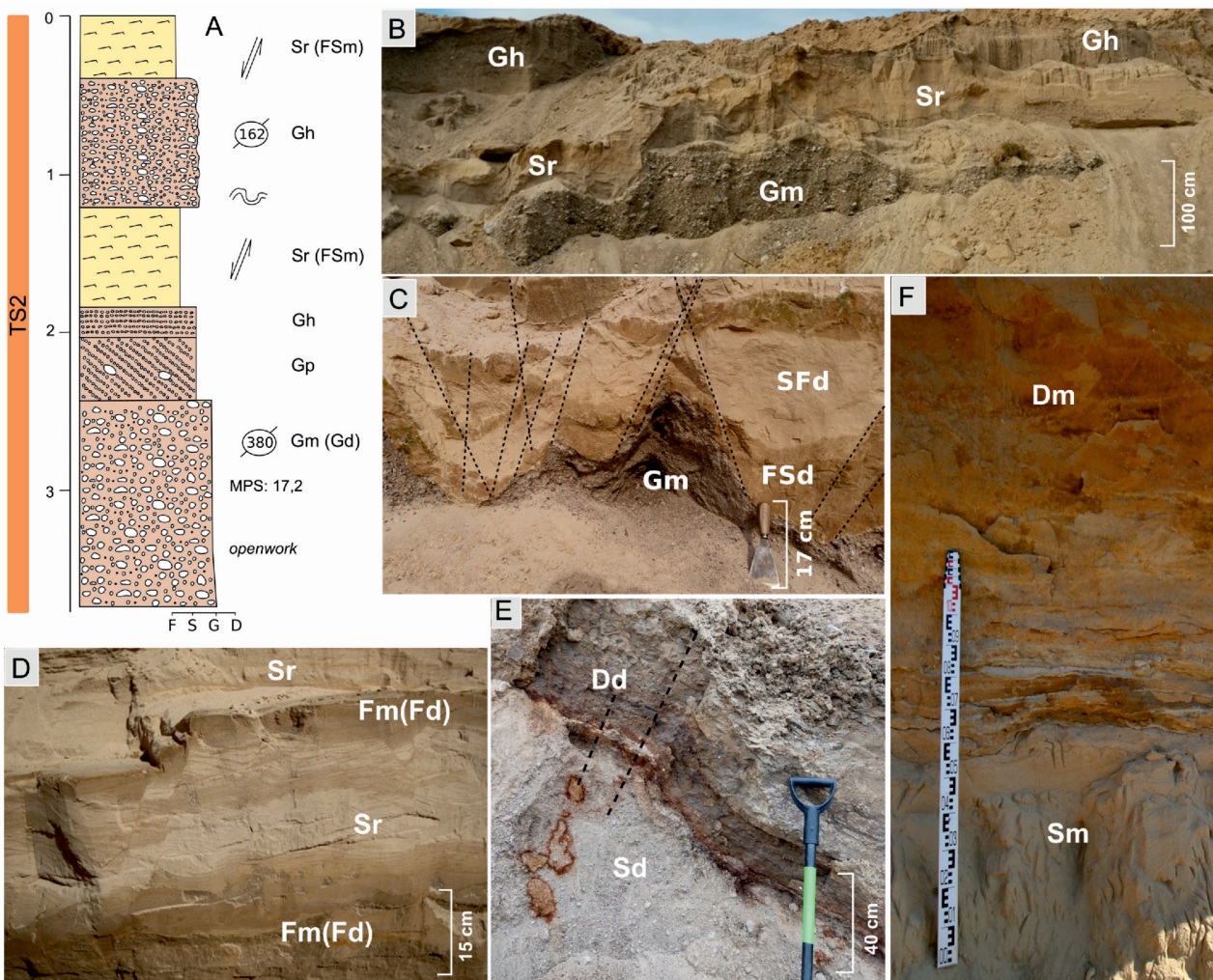
*Massive matrix to clast-supported gravels* – Above the Gt and SGt lithofacies, alternating strata of gravels and sands with silts occur, in which there are strong disturbances (Fig. 4A–C, Fig. 5D–H). The minimum thickness of the lowest stratum of gravels is 1.5 m. They are massive matrix to clast-supported gravels GSm, Gm (Fig. 5EF). They are characterised by poor or very poor sorting and MPS of 15–18 cm. Grain size distribution is polymodal. The content of fraction finer than sand is 1–3%. In these sediments, openwork gravels were identified as well as individual rip-up clasts (Fig. 5D). Clasts are oriented towards the W–E direction. In some places, they include Gp and Gh lithofacies with thickness of up to 20 cm (Fig. 4A). Normal and reverse faults occur in sediments. Locally the strata were deflected, and their continuity was not broken (Fig. 4B).

*Sands and sandy silts* – Gravely sediments are separated with lithofacies of ripple, massive or deformed sands and silts: Sr, Sm, SFd, FSd (Fig. 4BD, Fig. 5GH). Fine and very fine, poorly sorted sands prevail. They occur

in two sets, separated with sediments of horizontally stratified gravels. Owing to the exploitation, the upper set is revealed only fragmentarily. The thickness of the Sr lithofacies reaches 70 cm, whereas that of Sm – up to 2 m. There are zones of deformed and non-deformed sediments in them. In the deformed zones are numerous faults and the sediments were dislocated to the height of 1.5 m (Fig. 4B). In the marginal part of the deformation zones, there are major faults (oppositely directed, normal and reverse). The faults form horst and graben structures (Fig. 4C).

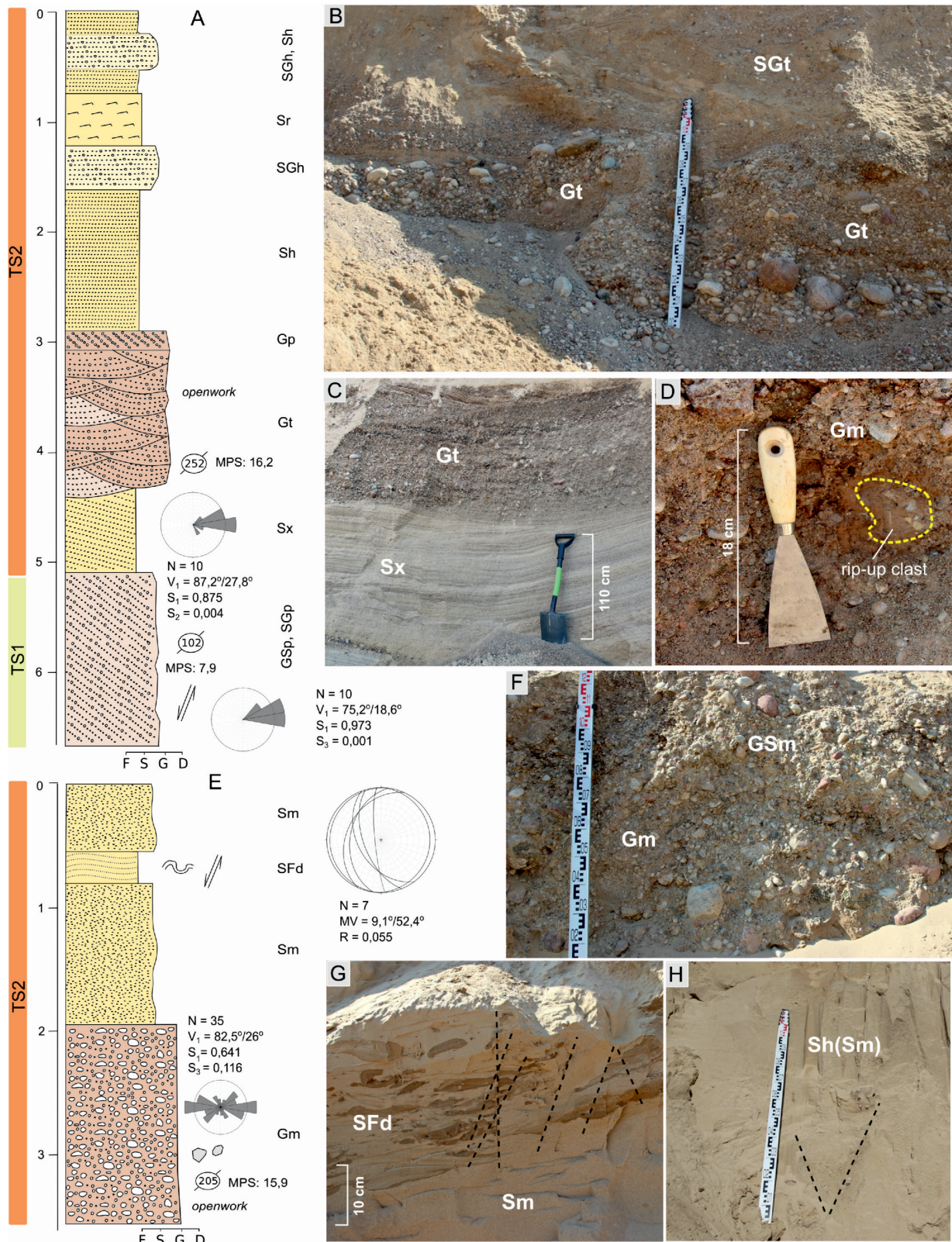
*Horizontally stratified gravels* – The first set of ripple cross-laminated sands is covered with horizontally stratified gravels Gh. Their thickness reaches approx. 1 m (Fig. 4AB). They are characterised by poor sorting and polymodal grain size distribution. They are revealed only fragmentarily.

The averages of mean grain diameter, sorting and skewness of analysed lithofacies show wide variety of that parameters. Fig. 6 shows the diversity of sediment grading.



**Fig. 4.** Sediments of unit TS2 and TS3: A – lithofacies profile of sediments TS2, B – fragment of the upper part of unit TS2, C – deformed gravels, D – lithofacies of ripple cross-laminated sands and massive or deformed silts, E – contact between deformed sands and deformed diamicton (TS3), F – contact between massive sands and diamicton (TS3)

**Ryc. 4.** Osady jednostki TS2 i TS3: A – profil litofacjalny osadów TS2, B – fragment górnej części jednostki TS2, C – zdeformowane żwiru, D – litofacje przekątnie riplemarkowo laminowanych piasków oraz masywnych i zdeformowanych mułków, E – kontakt pomiędzy zdeformowanymi piaskami i zdeformowanym diamiktonem (TS3), F – kontakt pomiędzy masywnymi piaskami i diamiktonem (TS3)



**Fig. 5.** Sediments of units TS1 and TS2: A – lithofacies profile of sediments of units TS1 and TS2, wind rose indicates orientation of cross stratification sediments, diagram of fault orientation, B – trough cross-stratified sands with gravel and gravels, locally clast-supported, C – cross-stratified sands and trough stratified gravels, D – rip-up clast in massive gravels, E – lithofacies profile of sediments of unit TS2, F – matrix-supported massive gravels, G – discontinued stratum of silts and sands with silts, cut with faults, H – horizontally stratified and massive sands

**Ryc. 5.** Osady jednostek TS1 i TS2: A – profil litofacyjny osadów jednostek TS1 i TS2, róża wiatrów pokazuje orientację osadów przekątnego warstwowania, diagram orientacji uskoku, B – przekątnie rynnowo warstwowane piaski ze żwirem i żwiry z lokalnie zwartym szkieletem ziarnowym, C – przekątnie warstwowane piaski oraz żwiry warstwowane rynnowo, D – intraklasty w masywnych żwirach, E – profil litofacyjny osadów jednostki TS2, F – żwiry masywne z rozproszonym szkieletem ziarnowym, G – porozrywana i poprzecinana uskokami warstwa mułków i piasków z mułkami, H – masywne i horyzontalnie warstwowane piaski

### 4.3. Diamicton cover (Unit TS3)

In the western part of the mine, a 1.5-metre-thick diamicton Dd is exposed. Its horizontal range reaches 4 m. It is characterised by brown and grey colour with streaking (Fig. 4E). It covers deformed sands and sands with gravel. Its bottom is undulated and deformed. The lower part of the diamicton is characterised by pseudo-stratification

and fluidal structures corresponding to the boundary with sands (Fig. 4E). The diamicton is clayey with a gravelly fraction. In the eastern part of the outcrop, a stratum of massive, sandy diamicton overlays the sediments of massive sands, deformed at places. Its thickness reaches 2 m (Fig. 4F). In the lower part of the sediments vague stratification is visible. There are also interbeddings of massive sand (Fig. 4F).

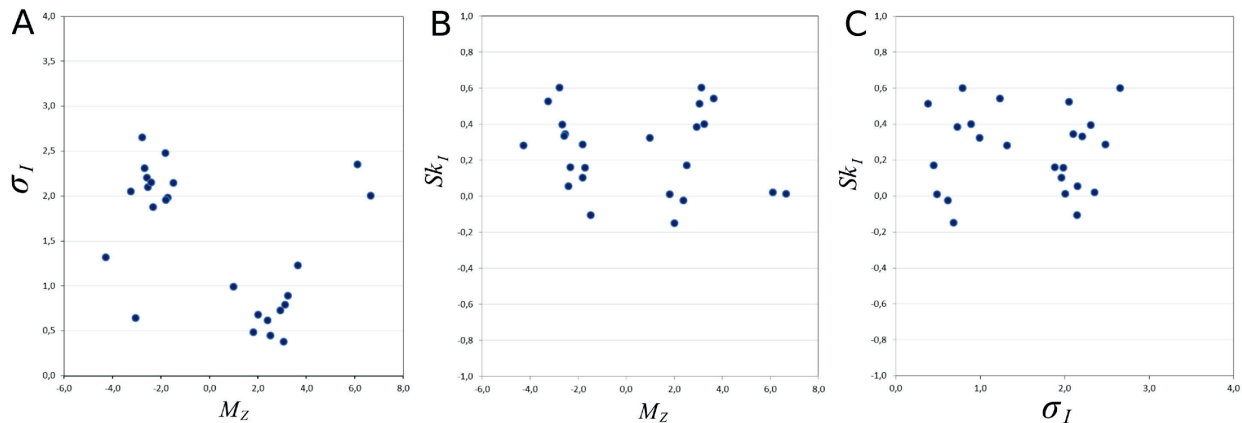


Fig. 6. Textural characteristics of sediments of the Tosie esker: A – ratio of sediment sorting to the mean grain diameter, B – ratio of skewness to mean grain diameter, C – ratio of skewness to sorting

Ryc. 6. Cechy teksturalne osadów ozu w Tosi: A – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, B – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, C – stosunek skośności do wysortowania

## 5. Discussion

### 5.1 Interpretation of sediments

#### 5.1.1. Interpretation of the esker core deposits (Unit TS1)

Accumulation of sediments of unit TS1 took place in a N-type subglacial channel (Nye 1976), which had been preceded with subglacial water erosion. This is indicated by clear rooting of the form in relation to the neighbouring plateau (Fig. 1D). GSm and Gm sediments are similar to the lithofacies described by Brennand (1994) as heterogeneous gravels, interpreted as an effect of accumulation under hydrostatic pressure in an enclosed glacial tunnel. They appear in composite macroforms and pseudoanticlinal macroforms documented in esker cores (Brennand 1994; Brennand and Shaw 1996). Gh and GSh lithofacies were accumulated in the conditions of upper plane bed from a traction carpet and formed gravel sheets. They also might have created macroforms typical of subglacial channels (Brennand, Shaw 1996). The water flow rate exceeded  $4 \text{ m s}^{-1}$  and the shear stress was 140 Pa. Large scale Gp and GSp sediments with varied sorting are interpreted as a record of progradation of gravelly bars in deep channels with high-energy flow (Baker 1978; Carling 1996). Brennand (1994) and Brennand and Shaw (1996) interpret such sediments in the subglacial environments as a record of composite macroforms originating through progradation of their front towards the broadening of the subglacial tunnel. Accumulation of these sediments took place when

the channel was completely filled with water (Brennand 1994). Variable grading and sorting of sediments in vertical profile indicate temporary changes of the conditions of transport and sedimentation. Poor sorting of sediments provides evidence for rapid aggradation (Smith 1986). The presence of reverse and normal grading is a record of increases and reductions of flow competence during high levels of ablation water (Maizels 1997; Russell and Knudsen 2002). Flow rates ranged from 2 to more than  $4 \text{ m s}^{-1}$  and shear stress ranged in the interval of 60–140 Pa. These values are typical measured characteristics of the esker core (Frydrych 2020). Sediments of unit TS1 were formed during high-energy flows with rich material supply, which is indicated by high thickness and coarseness of the sediments (Russell *et al.* 2001).

#### 5.1.2. Interpretation of the core mantling deposits (Unit TS2)

The beginning of sedimentation of unit TS2 is related to a decrease of energy and accumulation of sediments in the conditions of flat upper bed and migration of channel forms (lithofacies: SGh, GSh and Sx). Reduced flow energy was probably related to changed conditions in the channel and free water flow under atmospheric pressure. The majority of sediments of unit TS2 lack any signs of accumulation under hydrostatic pressure (Brennand 1994; Fard and Gruszka 2007). Lithofacies Gt, SGt and SGt were formed as a result of migration of three-dimensional megaripples in channels of 2–10 m in depth.

During the formation of the upper part of unit TS2, sudden increases in flow energy and accumulation of Gm and Gh lithofacies alternated with flow competence reductions and low energy flows responsible for the formation of the Sr lithofacies. Interbedding of the Sr lithofacies in esker sediments is interpreted as a result of the presence of pulsations in glacial water flow (Huddart *et al.* 1999; Fard 2002) or blockages in water at certain sections (Ashmore 1991). Periodically, stagnant-water bodies were formed, in which silts were accumulated. During more violent flows, older sediments were eroded, and rip-up clasts got incorporated into the gravels. Their presence, as well as the massive structure and poor sorting of the Gm lithofacies may provide evidence for accumulation from hyperconcentrated flow (Smith 1986; Maizels 1997; Pisarska-Jamroży and Zieliński 2012). Flow rate values were estimated at 2–3 ms<sup>-1</sup> and critical shear stress at approx. 80 Pa. Rhythmical occurrence of gravels and sands in eskers is interpreted as seasonal variability of accumulation conditions related with ice-sheet ablation (Banerjee and McDonald 1975; Ringrose 1982) or episodic floods (Shaw 1972; Nye 1976).

Strong deformations in the form of faults and vertical dislocation of sediments to the elevation of more than 8 m are most probably the record of melting buried dead-ice masses in esker sediments. Ice masses were buried during accumulation of unit TS1, which is indicated by the nearly vertical contact between its sediments and the overlying unit TS2 at some locations (Fig. 3F). After losing the support, sediments were displaced downwards and formed the graben-like structure. Such deformations in esker sediments caused by buried dead ice masses have also been identified in other studies (Brennand and Shaw 1996; Gruszka and Van Loon 2011).

### 5.1.3. Interpretation of the diamicton cover (Unit TS3)

During the retreat of ice walls, sediment flows occurred and part of the slopes were covered with flow diamicton. The presence of fluidal structures and deformations within the diamicton provides evidence for flow, as does its very irregular bottom, corresponding to the slopes of the form (Bennett and Glasser 2009). Its weight resulted in the appearance of deformations in the underlying – most probably water-saturated – sands. A part of the form was in turn covered with a thick diamicton cover in the form of melt-out till. Such an interpretation is supported by thickness of the sediment, location in the marginal part of the form, massive structure and occurrence of stratification in the lower part of the diamicton (Evans *et al.* 2006; Bennett and Glasser 2009).

## 5.2. The depositional model of the Tosie esker

The esker in Tosie originated in an N-type subglacial channel (Nye 1973), whose depth reaches 20 m. Its formation had been preceded by cutting a channel in glacial

sediments, as a result of erosional activity of glacial meltwater (Fig. 7A).

At the first stage of formation, accumulation took place in a closed subglacial tunnel, completely filled with water (Fig. 7B). Deposition took place in the conditions of upper plane bed and as an effect of migration of composite macroforms (Brennand 1994; Brennand and Shaw 1996). Coarse sediments typical of esker cores were accumulated (Saunderson 1975; Gorrel and Shaw 1991; Fard and Gruszka 2007; Ahokangas and Mäkinen 2014). The flows were high in energy. Periodic subglacial floods occurred, during which the flow rate might have exceeded 4 m s<sup>-1</sup>. At this stage of the functioning of the channel, the ice roof fell or collapsed of at a certain section. It might have been caused by rapid melting of the ice-sheet and its strong fracturing, or by broadening of the tunnel as a result of high energy of the water flow (Lundqvist 1997; Fard 2002). As regards the place and time of the fall, two scenarios can be distinguished:

- (1) The fall occurred at the location of the contemporary outcrop, and the blocks were set and buried at the location of the fall.
- (2) The fall took place in the upper part of the tunnel, and the ice-blocks were transported by glacial water and deposited downflow from the location of the fall (where the contemporary outcrop is found). The second scenario is favoured by the sedimentational continuity of deposits in which the ice-blocks were buried. During accumulation and burying of the ice-blocks, the flow conditions were still typical of subglacial channels. Thus, there is no evidence for simultaneous opening of the tunnel with the accumulation of ice-blocks. Besides, no deformations were identified which might be linked to the fall itself, which can have a strong effect on esker sediments (Gruszka and Van Loon 2011; Frydrych 2020).

Soon after burying the ice-blocks, there was a sudden drop in the water flow energy and accumulation of much finer sediments began. This sudden change may be related to the formation of a crevasse in the roof of the channel and transition from hydrostatic flow to atmospheric one (Frydrych 2020). Further accumulation took place in a narrow ice-walled channel as a result of migration of bedforms (Fig. 7C).

Continuing ice-sheet decay resulted in broadening of the channel. The flow conditions, which constitute a record of the changing rate of ice-sheet ablation, were very variable (Banerjee and McDonald 1975; Ringrose 1982). High water levels alternated with periods of low energy flow. The occurrence of floods is indicated by the presence of massive gravelly lithofacies with poor sorting and rip-up clasts (Maizels 1989; Russell and Knudsen 1999; Russell *et al.* 2001). It is probable that the flow was hyperconcentrated (Nemec and Steel 1984; Maizels 1997). They were separated by periods of slow water flow and short-term glacialacustrine accumulation (Fig. 7D).

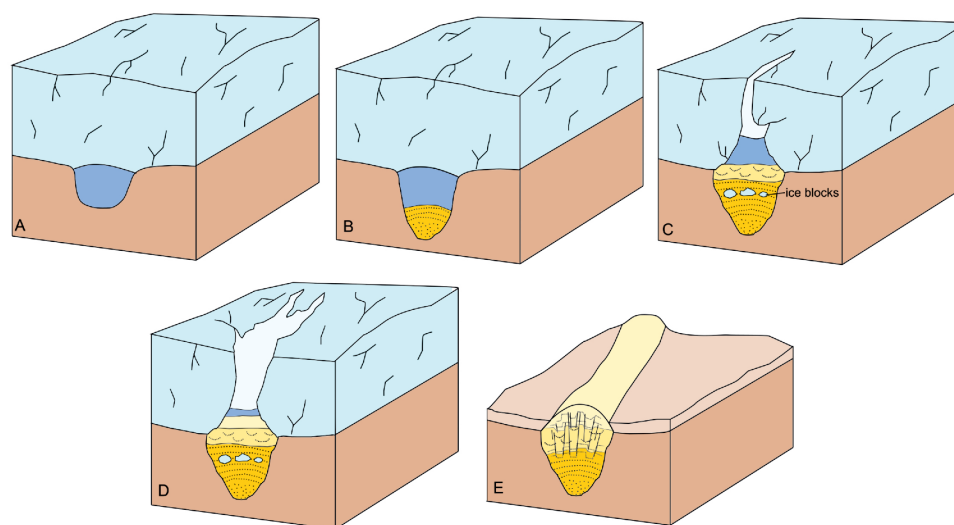
During the melt-out of ice walls, releases of ablation material and partial covering of the esker slopes with flow

till occurred. After sediment deposition ceased, gradual melt-out of ice blocks buried in the sediments of the esker core began. Concluding from the sediment profile at locations where no deformations were identified, the ice-blocks were covered with sediments at least 8 m thick. Melt-out of the blocks resulted in dislocation of the sediments and origination of numerous deformations with the character of dead-ice structures (Van Loon 2009) (Fig. 7E).

The model of esker sedimentation indicates its complex genesis and origination in different sedimentation sub-environments. The esker is built of sediments of subglacial channel facies and facies of open crevasse. Many eskers in Poland reveal a similar sequence of sedimentation units (Michalska 1969; Wysota 1990; Buraczyński and Superson 1992; Jaksza and Rdzany 2002; Fard and Gruszka 2007; Roman 2016; Frydrych 2016, 2020). Such a development of sediment profiles is much less frequently found in the structure of eskers in the Fennoscandian Peninsula or Canada, where the majority of eskers were formed in R-channels (Brennand 2000; Storrar 2014; Lewington *et al.* 2020a, 2020b).

Structural and textural characteristics of sediments which are typical of the subglacial environment have been broadly discussed in the literature (Gorrell and Shaw 1991; Brennand 1994; Brennand and Shaw 1996; Shulmeister 1989; Delaney 2001; Fard and Gruszka 2007; Ahokangas and Mäkinen 2014). The sediments were documented in the majority of eskers and include massive clast-supported gravels with openwork texture or bimodality, sliding-bed facies, heterogeneous gravels, planar-cross stratified gravels and boulders in composite macroforms and pseudoanticlinal macroforms (Saunderson 1977; Wysota 1990; Buraczyński and Superson 1992; Gorrell

and Shaw 1991; Brennand 1994, Brennand and Shaw 1996; Fard and Gruszka 2007; Ahokangas and Mäkinen 2014; Roman 2016; Frydrych 2020). The most frequent forms of eskers located in the territory of Canada include the following: (1) long esker ridges built of sediments accumulated in subglacial conditions in R-channels (Brennand 1994; Brennand 2000; Storrar 2014; Lewington *et al.* 2020a, 2020b; Sharpe *et al.* 2021), (2) short eskers or esker beds interpreted as the record of time-transgressive eskers with characteristics of subaqueous or subaerial fans (Banerjee and McDonald 1975; Cheel and Rust 1982, 1986; Henderson 1988; Gorrell and Shaw 1991; Brennand 1994; Lewington *et al.* 2020a, 2020b; Livingstone *et al.* 2020), (3) eskers with lateral splay (Lewington *et al.* 2020a, 2020b). Long esker ridges formed in R-channels are usually built of sediments of the subglacial facies. Sediments interpreted as accumulated under atmospheric pressure are mostly linked to deposition in H-channels (Hooke 1984; Brennand 1994, 2000) or open channels near ice margin where e.g. sliding-bed facies are formed (Saunderson 1977; Ringrose 1982; Gorrell and Shaw 1991; Brennand 2000). Brennand (1994) reports that there are eskers which form kame-esker complexes, although such forms should be treated as exceptions rather than the rule of esker development in R-channels (Brennand 2000; Lewington *et al.* 2020a, 2020b; Livingstone *et al.* 2020; Sharpe 2021). An opposite situation occurs in the territory of Poland, especially within the extent of the Saalian Glaciation, where eskers built exclusively of the subglacial facies or ones which form fans occur less frequently (Frydrych 2020). This indicates a different model of esker formation not only at the initial stage of origination of the subglacial channel but also at the final stage of form accumulation.



**Fig. 7.** Stages of formation of the Tosie esker: A – erosion of a subglacial channel, B – accumulation in the channel under hydrostatic pressure, C – fall from the channel roof and burying of dead ice blocks, accumulation in the expanded channel under atmospheric pressure, D – accumulation in a narrow ice-walled channel, E – melting of dead ice blocks and formation of "dead-ice structures"

**Ryc. 7.** Etapy kształtowania ozu w Tosiach: A – erozja rynny subglacjalnej, B – akumulacja w kanale pod ciśnieniem hydrostatycznym, C – obryw stropu kanału i pogrzebanie brył martwego lodu, akumulacja w powiększonym kanale pod ciśnieniem atmosferycznym, D – akumulacja w rozpadlinie lodowej, E – wytopianie brył martwego lodu i powstanie *dead-ice structures*

## 6. Conclusions

The analysed esker in Tosie is an example of an N-channel form on non-consolidated substratum. It consists of three sedimentation units:

- (1) The esker core deposits, dominated by coarse-grained sediments of massive and horizontally and cross-stratified gravels.
- (2) The core mantling deposits – the unit which consists of alternating strata of coarse and fine sediments, which constitute a record of changing ice-sheet ablation. It is dominated by massive and stratified gravels, separated by sandy and silty deposits with massive structure, horizontal or ripple lamination.
- (3) The diamicton cover, occurring at places, in the form of melt-out till and flow till.

The formation of esker in Tosie took place in several stages: (1) formation of a subglacial tunnel as a result of subglacial water erosion, (2) accumulation of coarse sediments in the conditions of high-energy flows under hydrostatic pressure, (3) collapse of tunnel roof and burial of ice blocks, (4) accumulation of sediments under atmospheric pressure in an ice-walled channel, (5) melting of buried dead-ice blocks and formation of dead-ice structures.

Significant changes in the mode of sediment transport and deposition indicate high dynamics of the esker sedimentation environment. The complex cycle of esker formation, initially in a subglacial channel and later in an open crevasse, is typical of forms in the area of the Saalian Glaciation in Poland. This way of esker formation occurs much more frequently in N-channel forms than R-channel ones. This indicates a much greater difference in the origination of these forms both at the initial and the final stage of their accumulation.

## Acknowledgements

I am grateful to both anonymous reviewers for their insightful and helpful reviews. I would like to thank the students working on the project 2018/29/N/ST10/02328.

Funding: This work was supported by the National Science Centre, Poland [grant number 2018/29/N/ST10/02328] and University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Physical Geography.

## 7. References

Ahokangas, E., Mäkinen, J., 2014. Sedimentology of an ice lobe margin esker with implications for the deglacial dynamics of the Finnish Lake District lobe trunk. *Boreas* 43, 90–106. <https://doi.org/10.1111/bor.12023>

Ashmore, P.E., 1991. How do gravel rivers braid? *Canadian Journal of Earth Sciences* 28, 326–341. <https://doi.org/10.1139/e91-030>

Baker, V.R., 1978. Large-scale erosional and deposition features in the Channeled Scabland, [in:] Baker, V.R., Nummedal, D. (Eds.), *The Channeled Scabland*, 81–115.

Banerjee, I., McDonald, B.C., 1975. Nature of esker sedimentation, [in:] Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 23, 132–154. <https://doi.org/10.2110/pec.75.23.0132>

Bennett, M.R., Glasser, N.F., 2010. *Glacial geology: Ice sheets and landforms*. Second edition. Oxford, Wiley.

Brennand, T.A., 1994. Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: Implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedimentary Geology* 91, 9–55. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90122-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90122-8)

Brennand, T.A., 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: Inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology* 32, 263–293.

Brennand, T.A., Shaw, J., 1996. The Harricana glaciofluvial complex, Abitibi region, Quebec: Its genesis and implications for meltwater regime and ice-sheet dynamics. *Sedimentary Geology* 102, 221–262. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00069-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00069-0)

Buraczyński, J., Superson, J., 1992. Ozy i kemy Kotliny Hrubieszowskiej (Wyż. Lubelska), *Kwartalnik Geologiczny* 36 (3), 361–374.

Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J., Bailey, P.K., 2008. Controls on the sedimentary architecture of a single event englacial esker: Skeiðarárjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews* 27, 1829–1847.

Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J., 2009. Structural controls on englacial esker sedimentation: Skeiðarárjökull, Iceland. *Annals of Glaciology* 50, 85–92.

Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J., Bailey, P.K., 2010. The sedimentary architecture of outburst flood eskers: A comparison of groundpenetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Skeiðarárjökull, Iceland. *Geological Society of America Bulletin* 122, 1637–1645.

Burke, M.J., Brennand, T.A., Sjogren, D.B., 2015. The role of sediment supply in esker formation and ice tunnel evolution. *Quaternary Science Reviews* 115, 50–77.

Carling, P.A., 1996. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mts, Siberia. *Sedimentology* 43, 647–664. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb02184.x>

Cheel, R.J., Rust, B.R., 1982. Coarse-grained facies of glaciomarine deposits near Ottawa, Canada, [in:] Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (Eds.), *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*. GeoBooks, Norwich, 279–295.

Clark, P.U., Walder, J.S., 1994. Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin* 106, 304–314.

Costa, J.E., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 94, 986–1004. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<986:PROFFP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<986:PROFFP>2.0.CO;2)

De Geer, G.J., 1897. Om rullstensåsarnas bildningssät. *Geol. Fören. Stockholm Förhand* 19, 366–388.

Delaney, C., 2001. Esker formation and the nature of deglaciation: The Ballymohon Esker, Central Ireland. *North West Geography* 1(2), 23–33.

Dewald, N., Lewington, E.L.M., Livingstone, S.J., Clark, C.D., Storrar, R.D., 2021. Distribution, characteristics and formation of esker enlargements. *Geomorphology* 392, 107919. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107919>

Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews* 78 (1–2), 115–176. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.04.001>

Fard, A.M., 2002. Large dead-ice depressions in flat-topped eskers: Evidence of a Preboreal jökulhlaup in the Stockholm area, Sweden. *Global and Planetary Change* 35 (3–4), 273–295. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00131-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00131-5)

Fard, A.M., Gruszka, B., 2007. Subglacial conditions in a branching Saalian esker in northcentral Poland. *Sedimentary Geology* 193, 33–46. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.029>

Frydrych, M., 2016. Structural and textural response to dynamics of fluvioglacial processes of the Rzymisko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 42 (4), 411–428.



- Frydrych, M., 2020. Formation of selected eskers and related forms of the old glacial area of the Polish Lowland in the light of geomorphological and sedimentological Research. PhD thesis, University of Lodz.
- Gorrell, G., Shaw, J., 1991. Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology* 72, 285–314. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90016-7)
- Graham, D.J., Reid, I., Rice, S.P., 2005. Automated Sizing of Coarse-Grained Sediments: Image-Processing Procedures. *Mathematical Geology* 37, 1–28.
- Gregory, J.W., 1921. The Irish Eskers. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Containing Papers of a Biological Character* 210, 115–151.
- Gruszka, B., Van Loon, A.J., 2011. Genesis of a giant gravity-induced depression (gravifossum) in the Enköping esker, S. Sweden. *Sedimentary Geology* 235, 3–4, 304–313. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.004>
- Henderson, P.J., 1988. Sedimentation in an esker system influenced by bedrock topography near Kingston, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 987–999.
- Hooke, R. LeB., 1984. On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure. *Journal of Glaciology* 30, 180–187.
- Huddart, D., Bennett, M.R., Glasser, N.F. 1999. Morphology and sedimentology of a high-arctic esker system: Vegbreen, Svalbard. *Boreas* 28, 253–273. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00219.x>
- Hummel, D., 1874. Om Rullstenbildningar. *K. Svenska Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar* 2 (11), 1–36.
- Jaksa, Z., Rdzany Z., 2002. Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacjacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, XXXII, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze* 109, 169–181.
- Lewington, E.L., Livingstone, S.J., Clark, C.D., Sole, A.J., Storrar, D.R., 2020a. Large-scale integrated subglacial drainage around the former Keewatin Ice Divide, Canada reveals interaction between distributed and channelized systems. *The Cryosphere Discussion* [In press]. <https://doi.org/10.5194/tc-2020-10>
- Lewington, E.L., Livingstone, S.J., Clark, C.D., Sole, A.J., Storrar, R., 2020b. A model for interaction between conduits and surrounding hydraulically connected distributed drainage based on geomorphological evidence from Keewatin. *The Cryosphere* 14, 2949–2976. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2949-2020>
- Livingstone, S.J., Lewington, E.L., Clark, C.D., Storrar, D.R., Sole, A.J., McMartin, I., Dewald, N., Ng, Felix, 2020. A quasi-annual record of time-transgressive esker formation: Implications for ice-sheet reconstruction and subglacial hydrology. *The Cryosphere* 14, 1989–2004.
- Lundqvist, J., 1997. Structure and rhythmic pattern of glaciofluvial deposits north of Lake Vänern, south-central Sweden. *Boreas* 26, 127–140. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x>
- Maizels, J.K., 1989. Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: Paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 204–223.
- Maizels, J.K., 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16, 793–819. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00023-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00023-1)
- Marks, L., Dzierżek, J., Janiszewski, R., Kaczorowski, J., Lindner, L., Majecka, A., Makos, M., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek, A., Woronko, B., 2016. Quaternary stratigraphy and paleogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica* 66 (3), 403–427.
- Mäkinen, J., 2003. Time-transgressive deposits of repeated depositional sequences within interlobate glaciofluvial (esker) sediments in Köyliö, SW Finland. *Sedimentology* 50, 327–360.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13, 1–62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1)
- Michalska, Z., 1969. Problems of the origin of eskers based on the examples from Central Poland. *Geographia Polonica* 16, 105–119.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits, [in:] Koster, E.H., Steel, R.J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 1–31.
- Nye, J.F., 1973. Water at the bed of the glacier: Symposium on the Hydrology of Glaciers. *International Association of Scientific Hydrology, Publications, Cambridge* 95, 189–194.
- Nye, J.F., 1976. Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17, 179–207. <https://doi.org/10.3189/S002214300001354X>
- Pisarska-Jamroz, M., Zieliński, T., 2012. Specific erosional and depositional processes in a Pleistocene subglacial tunnel in the Wielkopolska region, Poland. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 94, 429–443. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00466.x>
- Ringrose, S., 1982. Depositional processes in the development of eskers in Manitoba, [in:] Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (Eds.), *Research in glacial, glacio-fluvial and glaciolacustrine systems*. Proceedings of the 6<sup>th</sup> Guelph Symposium on Geomorphology (1980). Geo Books, Norwich, 117–137.
- Roman, M., 2016. Sukcesja osadowa i etapy formowania ozu gostynińskiego, Równina Kutnowska, centralna Polska. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 71 (1), 9–27.
- Röthlisberger, H., 1972. Water pressure in intra and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, 177–203.
- Russell, A. J., Knudsen, Ó., 1999. An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeidararjökull, Iceland. *Sedimentary Geology* 127 (1–2), 1–10. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00024-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00024-X)
- Russell, A.J., Knudsen, Ó., 2002. The effect of glacier-outburst flood flow dynamic on ice-contact deposits: November 1996 jökulhlaup, Skeidarársandur, Iceland, [in:] Flood and megaflood processes and deposits: Recent and ancient examples. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 32, 67–83. <https://doi.org/10.1002/9781444304299.ch5>
- Russell, A.J., Knudsen, Ó., Fay, H., Marren, P.M., Heinz, J., Tronicke, J., 2001. Morphology and sedimentology of a giant supraglacial, ice-walled, jökulhlaup channel, Skeidararjökull, Iceland: Implications for esker genesis. *Global and Planetary Change* 28, 193–216. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00073-4](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00073-4)
- Salamon, T., 2009. Subglacjalne pochodzenie przełomowych dolin zachodniej części progu środkowotriasowego i ciągu pagórów okolic Gogolina. *Przegląd Geologiczny* 57 (3), 243–251.
- Saunderson, H.C., 1975. Sedimentology of the Brampton esker and its associated deposits: An empirical test of theory, [in:] Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, 155–176. <https://doi.org/10.2110/pec.75.23.0155>
- Saunderson, H.C., 1977. The sliding bed facies in esker sands and gravels: A criterion for full-pipe (tunnel) flow? *Sedimentology* 24, 623–638.
- Sharpe, D.R., Lesemann, J.E., Knight, R.D., Kjarsgaard, B.A., 2021. Regional stagnation of the western Keewatin ice sheet and the significance of melt water corridors and eskers, northern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 58(10), 1005–1026.
- Shaw, J., 1972. Sedimentation in the ice-contact environment, with examples from Shropshire (England). *Sedimentology* 18, 23–62. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00002.x>
- Shreve, R.L., 1985. Esker characteristics in term of glacial physics, Katahdin esker system, Maine. *Geological Society of America Bulletin* 96, 639–646.
- Shulmeister, J., 1989. Flood deposits in the Tweet esker (southern Ontario, Canada). *Sedimentary Geology* 65, 153–163.

- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained and nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional processes. *Geological Society of America Bulletin* 97, 1–10. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1:CNVSTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1:CNVSTA>2.0.CO;2)
- Storrar, R.D., Evans, D.J.A., Stokes, C.R., Ewertowski, M., 2015. Controls on the location, morphology and evolution of complex esker systems at decadal timescales, Breiðamerkurjökull, southeast Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 1421–1438.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A., 2014a. Increased channelization of subglacial drainage during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Geology* 42, 239–242.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A., 2014b. Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 105, 1–25.
- Van Loon, A.J., 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: An overview. *Geologos* 15(1), 3–55. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.02.001>
- Williams, G.E., 1983. Palaeohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments: I. Cobble and boulder deposits. *Geografiska Annaler* 65A, 227–243. <https://doi.org/10.2307/520941>
- Wrotek, K., 1998. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, Arkusz Kosów Lacki (454). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wrotek, K., 2002. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Kosów Lacki (454). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–36.
- Wysota, W., 1990. Geneza ozu nowodworskiego w świetle analizy strukturalnej jego osadów. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 22, Toruń, 3–22.
- Zieliński, T., Pisarska-Jamroży, M., 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny* 60(7), 387–397.



**KRONIKA**

**REPORT**





Małgorzata Ludwikowska-Kędzia<sup>1</sup> • Lucyna Wachecka-Kotkowska<sup>2</sup>   
Dariusz Wieczorek<sup>3</sup>



<sup>(1)</sup> Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Zakład Badań Środowiska i Geoinformacji;

<sup>(2)</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii; <sup>(3)</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego, Kielce

E-mail: [malgorzata.ludwikowska@ujk.edu.pl](mailto:malgorzata.ludwikowska@ujk.edu.pl); [lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl](mailto:lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl); [dariusz.wieczorek@pgi.gov.pl](mailto:dariusz.wieczorek@pgi.gov.pl)

## XXV Konferencja Naukowa STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU POLSKI „Plejstocen Gór Świętokrzyskich”, 3–7 września 2018, Huta Szklana

Na początku września 2018 r., w Hotelu „Jodłowy Dwór” położonym w Hucie Szklanej, odbyła się XXV Konferencja Naukowa, „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Uczestnicy obecnego sympozjum zapoznali się z wynikami badań nad plejstocenem w Górach Świętokrzyskich.

Konferencję honorowym patronatem objął JM Rektor Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach prof. dr hab. Jacek Semaniak.

Komitet Honorowy Konferencji stanowili: prof. dr hab. Leszek Marks (Przewodniczący Komitetu Badań Czwartorzędu PAN), prof. dr hab. Elżbieta Mycielska-Dowgiałło (Rektor Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin w Warszawie), prof. dr hab. Leszek Lindner (Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego), prof. dr hab. Sławomir Żurek (Instytut Geografii UJK w Kielcach), prof. dr hab. Leszek Starkel (Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie), dr Bolesław Kowalski (Instytut Geografii UJK w Kielcach), dr hab. inż. Barbara Gawdzik (Dziekan Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego UJK w Kielcach), prof. dr hab. inż. Marek Iwański (Dziekan Wydziału Budownictwa i Architektury PŚk w Kielcach), dr hab. Tadeusz Ciupa, prof. UJK (Dyrektor Instytutu Geografii UJK w Kielcach), dr hab. Maria Górńska-Zabielska, prof. UJK (Kierownik Zakładu Geoturystyki i Geologii Środowiskowej Instytutu Geografii UJK w Kielcach).

W skład Komitetu Organizacyjnego wchodził: dr Małgorzata Ludwikowska-Kędzia (przewodnicząca), dr Małgorzata Wiatrak, dr Sylwester Salwa, dr hab. Wiesław Trela, dr hab. inż. Jan Urban, dr Grzegorz Wałek, mgr inż. Iwona Wolińska oraz Agnieszka Pięta, Agata Morozewicz, Aleksandra Mormel, Mateusz Karbownik i Marta Nowacka (studenci Instytutu Geografii UJK i Wydziału Budownictwa i Architektury PŚk).

Organizatorami Konferencji byli: Instytut Geografii UJK w Kielcach, Wydział Budownictwa i Architektury PŚk w Kielcach, PIG-PIB Oddział Świętokrzyski, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Instytut Ochrony Przyrody PAN.

W Konferencji udział wzięło 55 badaczy geologii czwartorzędu z Polski, Niemiec i Ukrainy, reprezentujących różne jednostki uniwersyteckie oraz badawcze (IG UAM w Poznaniu; IG PAN w Toruniu; WNG UŁ; WOIG UG; WSiIZ w Rzeszowie; WNoZiKŚ UW; LBGR Brandenburg; SafENP&G M-WP Güstrow; PIG-PIB w Warszawie; IG UJK w Kielcach; IGP UW; IF CN-D PŚ; ING PAN w Warszawie;

WNoZiGP UMCS; IGIr AP w Słupsku; PSW; IG UP w Krakowie; WNoZ UŚ; IO UG) – Fot. 1–4.

Podczas dwóch pierwszych dni Konferencji wygłoszono: 5 referatów wprowadzających w zagadnienia geologii czwartorzędu Gór Świętokrzyskich, jak i dotyczących geologii skał podłoża mezozoicznego oraz paleozoicznego; 4 prezentacje dotyczące metodyki badań osadów czwartorzędowych; 18 referatów i 10 komunikatów dotyczących różnych zagadnień czwartorzędowych z Polski. Zaprezentowano też 11 tematów w formie prezentacji posterowych.

Wystąpienia referatowe, komunikaty i postery dotyczyły: osadów plejstocennych w zachodniej części Gór Świętokrzyskich; wpływu rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich na przebieg procesów morfogenetycznych w plejstocenie i ich zapis w cechach sedimentologicznych osadów; zapisu plejstocenu w krasie świętokrzyskim; rozwoju sedimentacji permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich na tle obszarów przyległych; zapisu sedimentacyjnego i strukturalnego paleozoiku w Górach Świętokrzyskich; zastosowania analizatora cząstek Morphologi G3SE do badań wielkości i kształtu osadów drobnociarnistych; skaningowej mikroskopii elektronowej SEM jako narzędzia w badaniach środowiskowych; datowań radiowęglowych w badaniach plejstocenu i holocenu Polski; znaczenia stanowisk stratotypowych w stratygrafii czwartorzędu Polski; zapisu zmian klimatycznych i środowiskowych w interpleniglacjale w Polsce Południowej i Środkowej; chronostratygrafii późnego Vistulianu w Polsce Środkowej i próbie korelacji z etapami deglacjacji lądolodu vistuliańskiego; zmianach środowiska przyrodniczego na przełomie EEM/Vistulian i we wczesnym Vistulianie na podstawie badań z regionu łódzkiego; genezy i wieku osadów vistuliańskich w stanowisku Jaroszków na Przedgórzu Sudeckim; budowy i genezy stożków napływowych na obszarze Gdańska i Sopotu; ewolucji suchych dolin w okresie MIS6-MIS1 na obszarze Wzgórz Sokólskich; nowego spojrzenia na rozwój i maksymalny zasięg wód zastoiska warszawskiego; rynien subglacjalnych w osadach i podłożu plejstocenu oraz ich ekspresji we współczesnej rzeźbie na przykładach z obszaru staroglacjalnego; złożoności genezy ozów na przykładzie wybranych form z Polski Środkowej; lessów Dolnego Śląska; sekwencji lessowo-glebowej w Zaprzęźnie i jej właściwości litologicznych; wstępnej interpretacji paleopedologicznej interglacjalnych gleb



Fot. 1. Uczestnicy XXV Konferencji Naukowej Stratygrafia Plejstocenu Polski przed hotelem „Jodłowy Dwór” (fot. archiwum organizatorów)

kopalnych na wybranych stanowiskach w SE części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej; charakterystyki geochemicznej sekwencji lessowo-glebowej w Żółtej koło Sandomierza; stanowisk osadów interglacialnych we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej; stanowiska interglacjału ferdynandowskiego w Bukowinie i nowego spojrzenia stratygraficznego na ten interglacjał; plejstoceńskich struktur peryglacialnych w Mostach koło Chęciny; porównania cech litologicznych struktur gęstościowych powstających w warstwie czynnej oraz indukowanych przejściem fali sejsmicznej; deformacji neogenu w rejonie Dobrzynia nad Wisłą i problemów glaciekttoniki krawędziowej w Kotlinie Płockiej; stopnia wykształcenia graniaków w zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły na przykładzie stanowiska Popówka w Borach Tucholskich; analizy podziału ostatniego miliona lat zapisanego w krzywej izotopowej tlenu LR04; uwarunkowań urzeźbienia form skalnych w rezerwacie Skałki Piekło pod Nieklaniem z punktu widzenia paleopedologii; praktycznych aspektów datowania luminescencyjnego osadów czwartorzędowych; zastosowanie tomografii elektrooporowej w kartografii geologicznej na przykładzie z okolic Kraśnika na Wyżynie Lubelskiej; mineralogii i petrografii osadów górnego neogenu południowej części Niziny Mazowieckiej; cech mineralogiczno-petrograficznych zwiertzelin neogeńskich w profilu otworu wiertniczego Wołów PIG-1; pochodzenia i wieku osadów

budujących terasę wyższą przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich; głązów narzutowych Kielecczyny i ich potencjału geoturystycznego; geomorfologicznych uwarunkowań młodszodryasowego zapisu paleobotanicznego w regionie łódzkim; kopalni krzemienia czekoladowego w Orońsku (woj. mazowieckie) w świetle badań geologicznych; kolorymetrycznych zróżnicowań sekwencji lessowo-glebowej w Zaprzęzynie; składu chemicznego lessów w porównaniu metody AAS i XRF; wskaźnika kierunku ruchu ostatniego lądolodu skandynawskiego w obszarze centralnej i północnej Polski oraz południowo-wschodniej części dna Bałtyku Centralnego; nowych projektów kartografii geologicznej realizowanych przez Państwowy Instytut Geologiczny – PIB; wstępnych wyników badań osadów organicznych w dniu mezoplejstoceniowego (?) zbiornika formowanego w rowie Bełchatowa na podstawie badań w odkrywcze Szczerców; analizy przekrojów hipsometrycznych wykonanych na podstawie danych z NMT przez Dolinę Czarnej w rejonie Rytwian w Niece Nidziańskiej; składu petrograficznego frakcji zwirowej glin lodowcowych w wierceniu Łęki Szlacheckie na ark. Lubień (738) SMGP; Late Pleistocene vegettional and climate changes recorded in the clastic deposits of the Tovtry Cave (Western Ukraine); The resource potential of sustainable REE extraction from offshore heavy mineral bearing sands of the German Baltic Sea floor.



Fot. 2–3. W trakcie dyskusji i sesji posterowej (fot. D. Wieczorek)





Fot. 4. Na sali konferencyjnej (fot. D. Wieczorek)

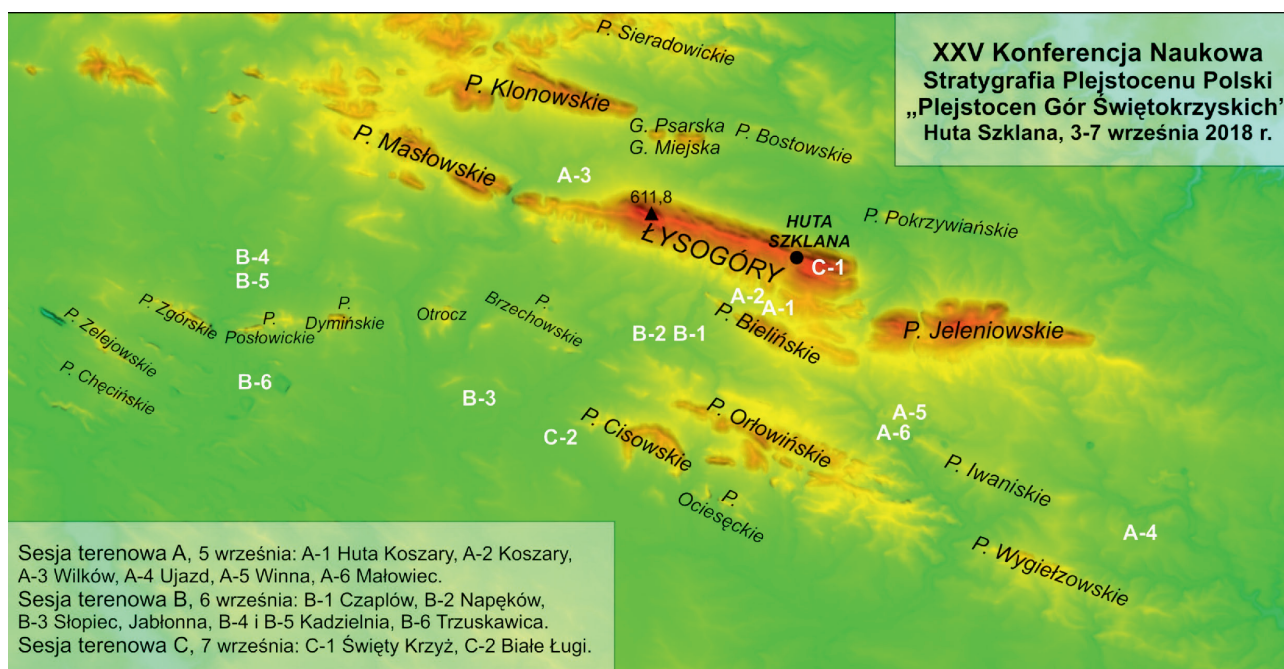
Kolejne trzy dni poświęcono na wycieczki terenowe (Ryc. 1). Pierwszego dnia organizatorzy i prelegenci zaprezentowali :

- sedymentację i litostratygię osadów plejstoceńskich w rejonie Huty Starej i Koszar koło Bielin (NE stoki Pasma Bielińskiego – dolina górnej Belnianki) w warunkach peryglacialnych (prowadzący: M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, G. Wałek);
- informacje o gładach narzutowych w regionie świętokrzyskim (prowadząca: M. Górską-Zabielska);
- mioceńskie wypełnienia lejów krasowych w kopalni dolomitów Winna oraz litostratygię osadów plejsto-

ceńskich w rejonie Duraczowa i Masłowca k. Łągowa (prowadzący: M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak, J. Urban) – Fot. 5–6.

Dodatkami w tym dniu było:

- zwiedzanie zamku Krzyżtopór w Ujeździe (prowadzący: C. Jastrzębski);
- możliwość zobaczenia stanowiska paleontologicznego ze skamieniałymi śladami żerowania ryb dwudysznych sprzed 400 mln lat (dewon dolny); Ujazd (zwiedzanie indywidualne).



Ryc. 1. Stanowiska podczas sesji terenowych (oprac. L. Wachecka-Kotkowska)





**Fot. 5.** Dr M. Ludwikowska-Kędzia (IG UJK) oraz M. Nowacka i M. Karbownik (studenci PŚk) przygotowują się do „poprawiania” ścian na stanowisku Huta Koszary (fot. D. Wieczorek)



**Fot. 6.** W drodze na stanowisko w kopalni Winna (fot. D. Wieczorek)

Drugiego dnia wycieczek terenowych zaprezentowano:

- osady glacialne w rejonie Napękowa i ich środowisko sedimentacyjne oraz lito- i chronostratygrafię osadów plejstocenyjskich z profilu otworu Czaplów UJK-3 (prowadząca: M. Ludwikowska-Kędzia);
- lito- i chronostratygrafię osadów czwartorzędowych w strefie kopalnego krajobrazu krasowego w Kotlinie Słopca (prowadząca: M. Ludwikowska-Kędzia);
- Skałkę Geologów i podziemną trasę turystyczną na Kadzielni, jako przykłady czwartorzędowych stanowisk paleontologicznych w formach krasowych (prowadzą-

- cy: J. Urban, T. Woroncowa-Marcinowska, K. Ochman, M. Żarski, K. Pawłowska, K. Rywoccka-Kenig, A. Kasza, H. Hercman, A. Szrek-Burczyk);
- stanowisko Sitkówka (Trzuskawica) – osadniki (kopalnia Łaguny w Górze Jaźwica) – neogeńskie i czwartorzędowe wypełnienia form krasowych (prowadzący: J. Urban, T. Woroncowa-Marcinowska, K. Pawłowska, M. Żarski, K. Rywoccka-Kenig, A. Kasza) – Fot. 7–8. Wieczorem uczestnicy Konferencji miło spędzili czas przy ognisku.



**Fot. 7.** Na stanowisku w Czaplowie (fot. D. Wieczorek)



**Fot. 8.** Uczestnicy na stanowisku Kadzielnia w Kielcach (fot. D. Wieczorek)

W ostatnim dniu wycieczek terenowych uczestnicy Konferencji zapoznali się z uwarunkowaniami litologiczno-strukturalnymi, klimatycznymi i środowiskowymi powstawania torfowisk w Kotlinie Słopca (prowadzący:

M. Ludwikowska-Kędzia, M. Nita, M. Malkiewicz, D. Okupny, R.K. Borówka, J. Forysiak, A. Michczyński, D. Pawłowski, S. Żurek) oraz odbyli ciekawą wycieczkę po Sanktuarium Świętego Krzyża (prowadzący C. Jastrzębski) – Ryc. 9–10.



Fot. 9. Na Świętym Krzyżu (fot. D. Wieczorek)

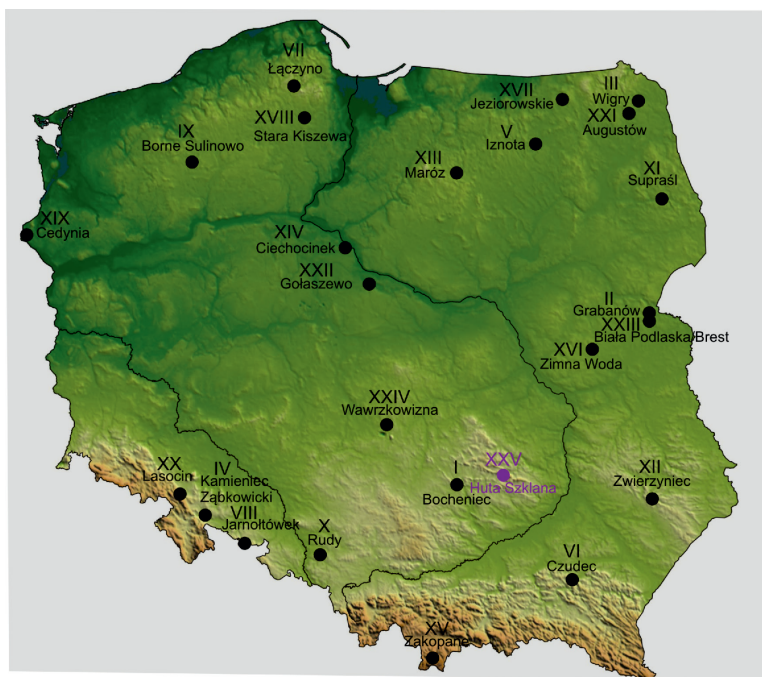


Fot. 10. Widok z wieży Sanktuarium Świętego Krzyża, w dali Pasma Jeleniowskie (fot. L. Wachecka-Kotkowska)

Na zakończenie ostatniego dnia Konferencji, prof. L. Marks podsumował kończące się obecne sympozjum (Fot. 11). Wspomnił o już wieloletniej jego tradycji, która narodziła się w Bocheńcu w 1994 roku. Ustalono, że Gospodarzem kolejnej konferencji stratygraficznej będzie Uniwersytet Wrocławski, poprzez Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska.



Fot. 11. Robocze podsumowanie XXV Konferencji Naukowej Stratygrafia Plejstocenu Polski (fot. L. Wachecka-Kotkowska)



Ryc. 2. Historia konferencji plejstoceniowych (oprac. B. Przybylski – Oddział Dolnośląskiego PIG-PIB)





Zbigniew Rdzany

Uniwersytet Łódźki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej  
E-mail: [zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl](mailto:zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl)



## Odnowienie doktoratu Jana Stanisława Goździka w Uniwersytecie Łódzkim

Doktor Jan Stanisław Goździk, syn Juliana i Rozalii z domu Mydłowska, urodził się 3 września 1934 r. w Tomaszowie Mazowieckim. Naukę w szkole podstawowej rozpoczął w czasie okupacji hitlerowskiej w 1941 r. począwszy od klasy drugiej, w ramach tajnego nauczania. Po wojnie kontynuował edukację w państwowej szkole podstawowej do 1948 r., a następnie – w latach 1948–1951 uczęszczał do Liceum Ogólnokształcącego w Tomaszowie Mazowieckim. Po zdaniu matury rozpoczął w 1951 r. studia na kierunku geograficznym w Uniwersytecie Łódzkim. Magisterium geografii uzyskał 28 października 1955 r. na podstawie pracy „Morfologia doliny dolnej Wolbórki”, którą napisał pod kierunkiem prof. Jana Dylika. Pod koniec studiów odbył także szkolenie w Studium Wojskowym, po którym otrzymał stopień chorążego. 12.11.1955 r. został przeniesiony do rezerwy. Powoływany następnie w ramach szkoleń dla rezerwistów, zakończył służbę wojskową w stopniu oficerskim porucznika.

Wkrótce po ukończeniu studiów, 1.12.1955 r. został zatrudniony w Uniwersytecie Łódzkim, gdzie pracował aż do przejścia na emeryturę 30.09.1999 r., a więc blisko 44 lata. Przed doktoratem zajmował kolejno stanowiska: laboranta w Katedrze Geologii Instytutu Geografii (do 30.09.1956), asystenta technicznego (od 1.10.1956 do 30.09.1963), asystenta dydaktycznego (od 1.10.1963 do 30.09.1965) oraz starszego asystenta (od 1.10.1965 do 30.09.1971). W maju 1971 r. obronił pracę doktorską na temat „Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce”. Jej promotorem był prof. Jan Dylík. 1.10.1971 r. został awansowany na stanowisko adiunkta w Zakładzie Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, a po reorganizacji w 1982 r. – w Zakładzie Geomorfologii UŁ. Od 1.10.1996 r. do emerytury pracował na stanowisku starszego wykładowcy.

Efektom pracy badawczej dr. Jana S. Goździka jest sto kilkadziesiąt prac naukowych, pośród których są artykuły naukowe opublikowane samodzielnie i we współautorstwie – część z nich w najbardziej renomowanych czasopismach zagranicznych i polskich indeksowanych w bazach Web of Science i Scopus, monografie, rozdziały monografii, doniesienia i artykuły w przewodnikach zjazdowych oraz recenzje i inne prace. Aktywność naukowa Kandydata nie zakończyła się wraz z przejściem na emeryturę, prace naukowe powstają nadal systematycznie. Obecnie przygotowuje we współautorstwie artykuł naukowy na temat genezy diapirowych struktur deforma-



Fot. 1. Jan S. Goździk (fot. E. Papińska, 2006)

cyjnych powstałych w dużej formie kemowej w rejonie kopalni Bełchatów oraz rozdział w monografii popularnonaukowej *Landscapes and Landforms of Poland* na temat roli elementów peryglacialnych w kształtowaniu krajobrazu środkowej Polski.

Zainteresowania badawcze dr. Jana S. Goździka przez większą część ponad sześciu dekad aktywności naukowej skupiały się głównie na zagadnieniach peryglacialnych. Kamieniem milowym Jego dorobku jest monografia *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*, wydana drukiem w 1973 r., zawierająca usystematyzowaną wiedzę na temat struktur szczylinowych kontrakcji termicznej i inwolucji powstałych w warunkach peryglacialnych na obszarach występowania plejstocenijskiej zmarzliny wieloletniej. Podstawą tego dzieła było staranne udokumentowanie kilku tysięcy struktur peryglacialnych w szeroko rozumianym regionie łódzkim. Jest to praca o zasięgu międzynarodowym, cytowana w poczytnych artykułach i monografiach (np. French 2007, *The Periglacial Environment*). Kontynuacją tego nurtu badawczego są m.in. artykuły:

– *Ice wedges: Growth, thaw transformation, and palaeoenvironmental significance* – napisany wspólnie z wybitnym badaczem zjawisk peryglacialnych D.G. Harrym (*Journal of Quaternary Science*, 1988, 23 (1): 39–55).

- *Sand veins and wedges in cold aeolian environments* – napisany wspólnie z J.B. Murtonem i P. Worsleyem (Quaternary Science Reviews, 2000, 19: 899–922).

Prace te i ich cytowania świadczą o międzynarodowym znaczeniu opisywanej części dorobku dr. Jana S. Goździka.

Wiele miejsca w badaniach Jubilata zajmują procesy i formy eoliczne. Szczególnie istotne osiągnięcia odnotował w zakresie poznania tarczowych pokryw eolicznych z pełni vistulianu i późnego vistulianu, a także w studiach przestrzennych prawidłowości rozmieszczenia form wdmowych w środkowej części tzw. Europejskiego Pasa Piaszczystego w ujęciu Koster (1988). Badania te wykazały m.in. podobieństwo do procesów współcześnie działających na pustyniach mrozowych Antarktydy.

Szereg prac dr. Jana S. Goździka, napisanych często w ramach współpracy specjalistów reprezentujących różne dziedziny nauki, różne ośrodki i kraje, dotyczy rekonstrukcji zdarzeń paleogeograficznych zarówno z okresów zimnych plejstocenu, szczególnie vistulianu, lecz także okresów ciepłych – interglacjałów ferdynandowskiego, mazowieckiego, eemskiego i holocenińskiego oraz ociepleń mniejszej rangi, np. interstadiałów w obrębie różnych stadiów izotopowo-tlenowych. Ważne miejsce w prezentowanym dorobku zajmują prace dotyczące rozwoju sedymentacji w środowisku: rzeczonym, jeziornym, stokowym, glacialnym oraz krasowym. Zajmował się także procesami współczesnymi, np. dynamiką procesów eolicznych w rejonie kopalni Bełchatów oraz procesami antropogenicznymi w środkowej Polsce.

Należy także odnotować imponujący wkład Jubilata w zakresie metodologii geografii i dyscyplin pokrewnych, udokumentowany pracami dotyczącymi m.in.: podejścia systemowego w geografii, zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury czwartorzędu, istoty krajobrazu, różnych metod rekonstrukcji procesów i cech kopalnych środowisk (np. na podstawie morfologii ziarn kwarcowych), a także publikacjami prezentującymi problemy związane z dydaktyką uniwersytecką. W dorobku znajdujemy ponadto prace dotyczące biografii Jego Nauczycieli i współpracowników.

Jego prace ukazywały się w języku polskim, angielskim, francuskim i rosyjskim. Ważniejsze publikacje, nawet jeśli były napisane po polsku, np. monografia z 1973 r. w Acta Geographica Lodziensia, mają dołączone obszerne streszczenia w języku angielskim. To sprawia – oprócz ich wartości merytorycznej – że cieszą się od lat dużym zainteresowaniem badaczy nie tylko z Polski, ale także z innych krajów, co można stwierdzić w wielu bazach naukowych. W bazie Scopus liczba odnotowanych tam cytowań prac Kandydata przekracza 500, zaś index Hirscha wynosi obecnie 12.

W opiniach dawnych przełożonych Jubilata (prof. Anna Dylkowa, prof. Zbigniew Klajnert) podkreślano, że jest utalentowanym pracownikiem naukowym, obdarzonym w wysokim stopniu rozwiniętą umiejętnością dostrzegania nowych problemów naukowych, posiadającym jednocześnie zamiłowanie do pracy dydaktycznej, wykonującym swoje obowiązki z niezwykłą sumiennością. Prowadzone przez Niego zajęcia odznaczały się wysokimi wartościami poznawczymi oraz jasnością wykładu, co mogę także jako dawny student Jubilata potwierdzić. Na przykład wykład z historii i metodologii geografii spełniał ważną rolę w kształceniu samodzielności myślenia studentów, a ćwiczenia terenowe uczyły wnikliwego obserwowania przyrody nieożywionej. Bardzo dobrze wywiązywał się z obowiązków opieki nad pracami dyplomowymi. Ambitni studenci mogli liczyć na wyjątkowo wnikliwe i cenne uwagi oraz inspirujące dyskusje, a niektóre z powstałych prac dyplomowych lub ich części ukazały się drukiem. Spośród dyplomantów kilka osób poszło drogą naukową i obroniło później doktoraty (m.in. dr Elżbieta Papińska, dr Lucyna Wachocka-Kotkowska, dr Arkadiusz Jaks, dr Marcin Krystek).

Dr Jan S. Goździk uczestniczył w pracach prestiżowych międzynarodowych i krajowych komitetów naukowych, warta podkreślenia jest Jego aktywność w komitetach Międzynarodowej Unii Geograficznej koordynujących badania peryglacialne (Komitet Koordynacyjny Badań Peryglacialnych, Komisja „Frost Action Environment”, Międzynarodowa Komisja Znaczenia Zjawisk Peryglacialnych) oraz wieloletnie członkostwo Komitetu Badań



Fot. 2. J.S. Goździk w trakcie dyskusji konferencyjnych z K. Turkowską (fot. E. Papińska, 2006)



Fot. 3. J.S. Goździk z P. Czubłą w okrywce na Stokach w Łodzi (fot. O. Czubła, 2012)

Czwartorzędu PAN. Sprawował także funkcje w różnych gremiach uczelnianych, np. w Radzie Bibliotecznej w Instytucie Geografii, w radach programowych zajmujących się reformami studiów geograficznych i in.

Bogata działalność międzynarodowa Kandydata obejmuje uczestnictwo w stażach, zjazdach naukowych, a także w postaci współpracy indywidualnej z wybitnymi badaczami z różnych krajów. Spośród odbytych staży należy odnotować 7-miesięczny staż naukowy w Instytucie Geografii Fizycznej w Amsterdamie. Systematycznie brał udział w rozmaitych zjazdach, kongresach, konferencjach i sympozjach naukowych, a niektóre z nich współorganizował. Ze szczególnie ważnych wydarzeń tego typu należy wymienić: Międzynarodową Konferencję Zmarzlinoznawstwa na Syberii (1973), Sympozjum Komitetu Koordynacyjnego Badań Peryglacjalnych Międzynarodowej Unii Geograficznej w Aberystwyth (Wlk. Brytania, 1975) i w Liege (Belgia, 1976), Międzynarodowy Kongres Geograficzny w Moskwie (1976), XII Międzynarodowy Kongres INQUA w Ottawie (1987), XIV Międzynarodowy Kongres INQUA w Berlinie (1995) oraz Sympozjum "Periglacial environments in relation to climatic changes", które miało miejsce w Holandii i Belgii (1991).

W uznaniu zasług w różnych sferach aktywności naukowo-dydaktycznej dr Jan Goździk był uhonorowany m.in. nagrodą naukową III stopnia Ministra Nauki, Szkolnictwa Wyższego i Techniki, w 1972 r. za monografię *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w Środkowej Polsce*, Złotą Odznaką UŁ w 1975 r., Złotym Krzyżem Zasługi w 1985 r., Medalem UŁ „W Służbie Społeczeństwu i Nauce” w 1995 r. oraz kilkakrotnie nagrodami naukowymi Rektora UŁ – zarówno indywidualnymi, jak i nagrodą zespołową. Był wyróżniany także nagrodami specjalnymi i dodatkami specjalnymi za pracę dydaktyczną i dydak-



Fot. 4. J.S. Goździk z H.M. Frenchem (Uniwersytet w Ottawie) w przerwie badań terenowych w kopalni Bełchatów (fot. Z. Rdzany, 1986)

tyczno-organizacyjną. Również Związek Nauczycielstwa Polskiego docenił jego działalność społeczną przyznając Mu Złotą Odznakę ZNP w 1980 r.

Opisane owoce pracy dr. Jana S. Goździka, powstałe w czasie Jego zatrudnienia w Uniwersytecie Łódzkim, a także w późniejszych latach, w szczególności bogate osiągnięcia naukowe, które znajdują uznanie w kraju i za granicą, stały się podstawą uhonorowania aktem odnowienia doktoratu po 50 latach od jego uzyskania na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Łódzkiego. Decyzja została podjęta przez Senat UŁ na posiedzeniu 26 kwietnia 2021 r., o czym komunikuje autor tekstu, obdarzony w tym przewodzie doktorskim zaszczytną funkcją promotora.



# Spis treści

## Contents

### ARTYKUŁY ARTICLES

**Magdalena Długosz-Lisiecka • Marcin Krystek • Mariusz Koper • Tomasz Grala • Hanna Leniec-Koper  
Michał Barasiński • Magdalena Talar • Ireneusz Kamiński • Robert Kibart • Wojciech Małecki  
Piotr Kukliński**

Natural gamma radiation at the sea level around the Antarctic continent recorded south of the 62° parallel  
/Naturalne promieniowanie gamma na poziomie morza wokół kontynentu antarktycznego zarejestrowane na południe od równoleżnika 62°/..... 7

**Małgorzata Frydrych**

Complex genesis of N-channel eskers illustrated with the example of an esker near Tosie (east-central Poland)  
/Złożoność genezy ozów powstałych w tunelach typu N na przykładzie ozu okolic Tosi (środkowo-wschodnia Polska)/..... 13

### KRONIKA REPORT

**Małgorzata Ludwikowska-Kędzia • Lucyna Wachecka-Kotkowska • Dariusz Wieczorek**

XXV Konferencja Naukowa STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU POLSKI „Plejstocen Gór Świętokrzyskich”,  
3–7 września 2018, Huta Szklana..... 29

**Zbigniew Rdzany**

Odnowienie doktoratu Jana Stanisława Goździka w Uniwersytecie Łódzkim..... 35